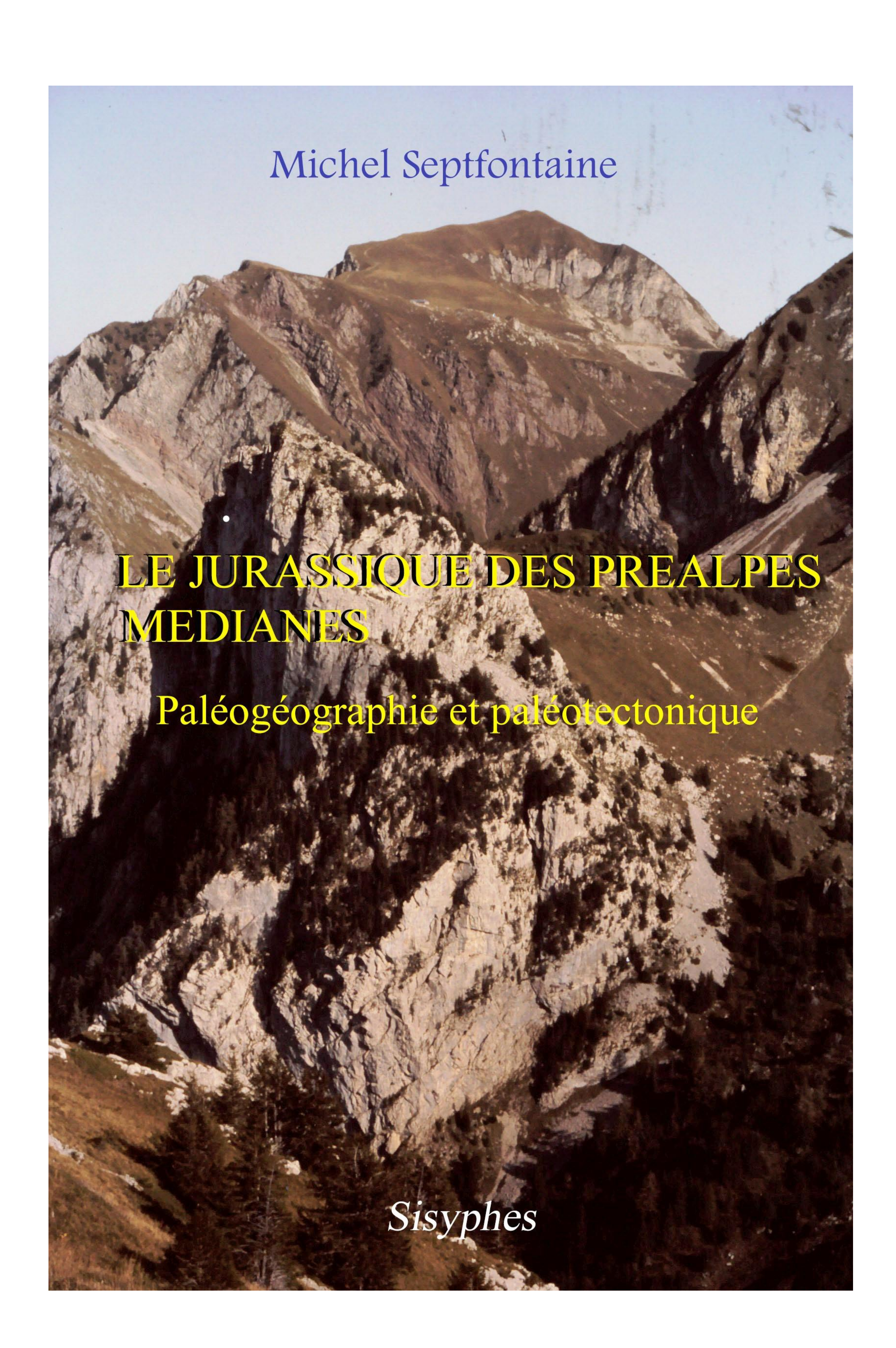

Michel Septfontaine
LE JURASSIQUE DES PREALPES MEDIANES
Paléogéographie et paléotectonique
Sisyphes

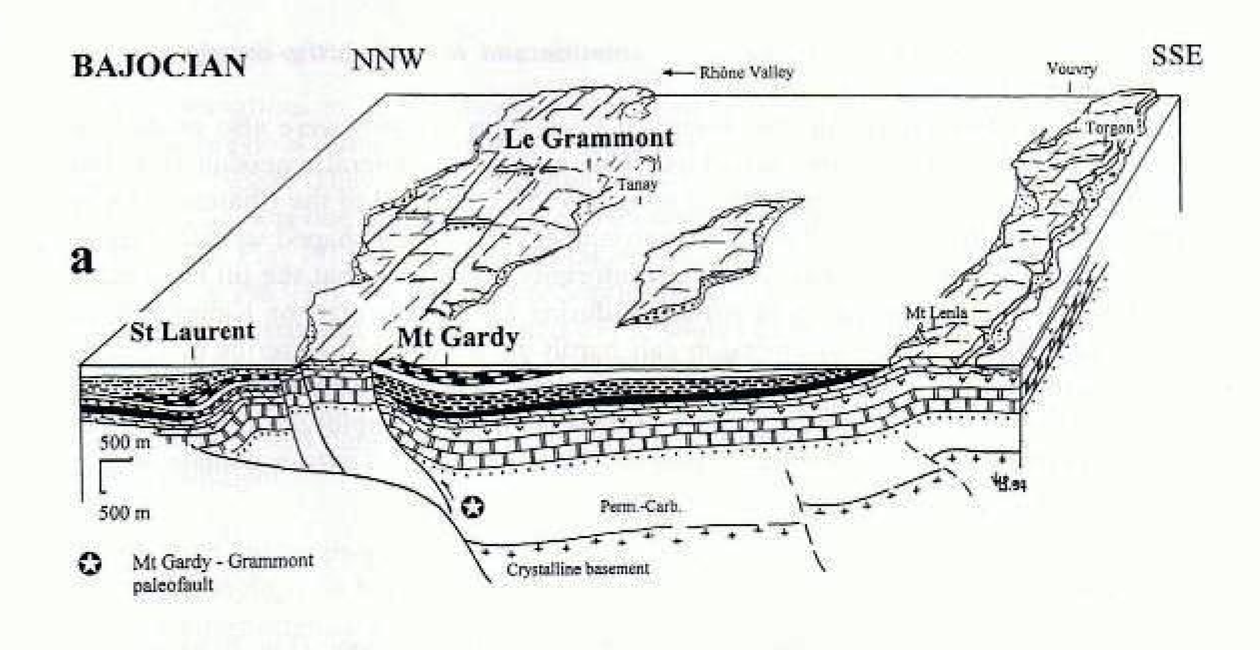
Michel Septfontaine

LE JURASSIQUE DES PREALPES MEDIANES SUISSES ET FRANÇAISES – Stratigraphie, paléogéographie et évolution paléotectonique[1]

Avec addition de données récentes

Sisyphes

[1] Extraits de Septfontaine (1983 & 1995). Mise à jour 2014 et travaux en cours



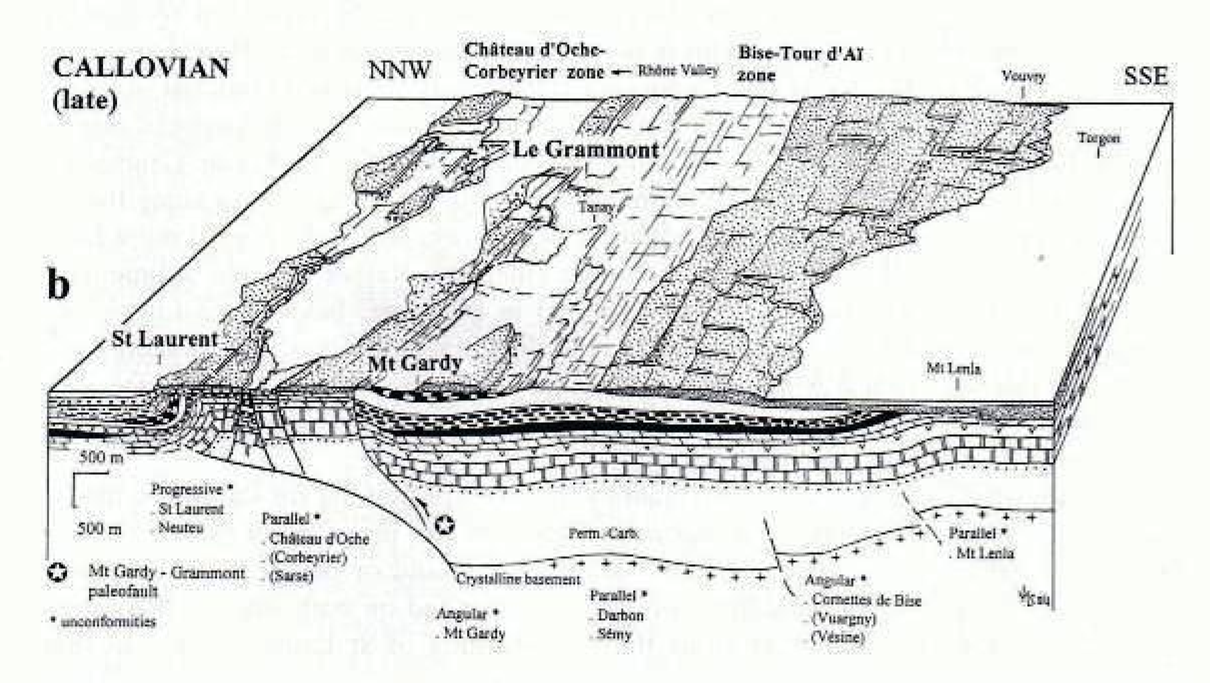


Fig. 9a. Block diagram of the studied area (eastern Chablais) during Bajocian times, showing relations between paleostructures at depth and superficial relief evolution.
b. Block diagram of the same area during Late Callovian times. Compressive movements trigger the uplift of the central part of the Briançonnais carbonate platform (Bise-Tour d'Aï zone) with emersion and erosion in the Château d'Oche zone. The Middle Jurassic *Mytilus* Formation (stippled) is strongly eroded by karstic dissolution. Along the northern coast, rivers brought coarse sediments coming from Middle Liassic outcrops of the Bise-Tour d'Aï zone. This paleotectonic event has been previously called the Callovo-Oxfordian phase by Septfontaine (1984)
Block diagram b is slightly enlarged compared to a. Legend of lithologic symbols on figures 2 and 8.

Adresse de l'auteur

Michel Septfontaine
4, chemin des Pochattes
CH – 1055 Froideville / Suisse

Tél. : +41 21 881 56 43
E-mail : septfontaine.m@bluewin.ch
Site internet (ancien) : www.palgeo.ch
Wikipédia (biographie) : **Michel Septfontaine**

Notes biographiques

L'auteur est né en 1944 à Genève ; boursier de l'État dans le secondaire, il suit ensuite des études de géologie à l'Université. Puis il travaille en Algérie, dans le cadre du projet de développement d'une cimenterie en Oranie. Conquis par le pays et ses habitants, il accomplit en 1974, avec sa compagne, un raid de six semaines en 3CV à travers le Sahara. Après plusieurs années de recherches géologiques dans les Alpes, Michel Septfontaine est engagé en 1980 par le Service de la carte géologique du Maroc, avec le soutien financier de l'aide humanitaire suisse. Il réside cinq ans à Rabat avec sa famille et effectue de nombreuses missions dans le Haut Atlas et la chaîne du Rif, en pays berbère.

À la suite de ses recherches sur le terrain, l'auteur a publié de nombreux travaux scientifiques traitant de la géologie des Alpes (dont un mémoire de 120 pages à la SHSN en 1983) et de l'Atlas marocain.

Une bibliographie géologique figure sur : **www.palgeo.ch**; les publications scientifiques sont disponibles en pdf sur www.Academia.edu ; les ouvrages romancés sur « Open Library », « Library Thing », www.Archive.org et books google en pdf ou ePub, et le site de la Bibliothèque cantonale vaudoise (BCURumine).

L'auteur est également curieux de littérature engagée, de récits de voyages, et d'introspection personnelle. Il a publié six romans, aux éditions Thélès, Sisyphes (autoéditions) et L'Harmattan (« *Profil de Mort* »). Ces ouvrages sont répertoriés et résumés sur certains sites de vente internet, via Tite Live. Certaines parutions sont disponibles, en ligne, dans les librairies Payot en Suisse romande ou consultables dans les bibliothèques publiques (Genève et Vaud).

Un **dossier de presse** est disponible en pdf sur : www.**archive.org, Texts search creator Michel Septfontaine avec certains romans en téléchargement gratuit. Voir aussi www.Academia.edu pour le profil et le dossier.**

Table des matières

Conclusions générales

Avant propos

Le présent travail a pour but de synthétiser les résultats de plusieurs années de recherches (de 1973 à 1980) sur le Jurassique de la nappe des Préalpes médianes entre la vallée de l'Arve et le lac de Thoune. Mes conclusions sont basées sur un important travail de terrain, qui m'a amené à lever plus d'une centaine de coupes géologiques. Près de 2000 échantillons ont été étudiés en laboratoire afin d'établir un fichier des microfaciès et de la microfaune.

Cette étude a également bénéficié d'une abondante littérature sur les Préalpes, provenant plus particulièrement de travaux cartographiques des Universités de Fribourg, Lausanne et Berne. Ainsi, je tiens à rendre hommage à mes prédécesseurs qui, dès la fin du siècle passé, ont apporté des vues originales sur la paléogéographie des Préalpes au Jurassique. Je pense aux études de SCHARDT (1899), PETERHANS (1926), JEANNET (1918) et plus récemment de BADOUX & MERCANTON (1962). Les conclusions de ces auteurs ont été souvent reprises dans les travaux modernes. Il faut souligner ici plus spécialement la justesse de certaines observations faites par PETERHANS (1926). Ces observations, tombées dans l'oubli depuis lors, ont été à plusieurs reprises confirmées par mes propres investigations.

Mes recherches ont été en grande partie financées par le Fonds national suisse de la recherche scientifique (projet no 2.767-0.77) qui a aussi participé aux frais d'impression du présent mémoire. Mais c'est surtout grâce à l'appui financier de la Société helvétique des sciences naturelles et à l'effort soutenu de sa Commission des mémoires, présidée par le professeur M.-R. Sauter, que ce travail a pu passer le cap difficile de l'impression.

A ces deux institutions j'adresse mes plus sincères remerciements.

Je suis particulièrement reconnaissant au professeur Paul Brönnimann qui a encouragé mes travaux dans le cadre du laboratoire de Paléontologie de l'Université de Genève, ainsi qu'à Mme Louisette Zaninetti professeur à la Section des Sciences de la Terre.

Je tiens aussi à remercier mes collègues géologues, MM. Aymon Baud, Marc Weidmann, Henri Masson (Université de Lausanne) et M. Ulrich Furrer (Université de Berne) pour leurs critiques constructives et leurs conseils amicaux au laboratoire ou sur le terrain, ainsi que M. Eric Davaud (Université de Genève) qui m'a obligeamment initié aux méthodes du stockage et du traitement de l'information sur ordinateur. M. Roland Wernli a eu la gentillesse de résoudre quelques problèmes pratiques lors de la mise au point du manuscrit.

Mes remerciements vont également aux professeurs Marcel Lemoine et Pierre-Charles de Graciansky ainsi qu'à MM. Pierre-Yves Chénet et Daniel Mercier (Ecole nationale supérieure des mines de Paris) qui m'ont guidé sur le terrain dans la région de Briançon.

Enfin je suis reconnaissant au personnel administratif et technique de la Section des Sciences de la Terre de l'Université de Genève: Mme Jeannette Perréard, Mlle Nancy Rihs, ainsi que MM. Pierre Zbinden, Jacques Buvelot, Victor Cornut et Edy Gsell, pour leur aide efficace.

Au terme de cette étude j'aimerais exprimer toute ma gratitude à ma femme Michèle qui m'a toujours patiemment soutenu et encouragé pendant ces années de recherches. C'est à elle et à mes enfants Didier et Xavier que je dédie le présent mémoire.

Résumé

La révision des unités lithologiques jurassiques des Préalpes médianes a conduit à l'introduction de six formations (fig. 4) définies, en particulier, à l'aide du microfaciès. Une certaine confusion régnait jusqu'alors dans la reconnaissance de ces unités, notamment sur la plate-forme briançonnaise, du fait de leur caractère discontinu, de la complexité des passages latéraux et verticaux et des convergences de faciès. La Formation de Sommant est, par exemple, composée d'un ensemble de corps sédimentaires imbriqués, dans un environnement carbonaté subrécifal. Cette formation joue un role fondamental pour la compréhension de l'évolution paléogéographique. D'autre part l'étude des contacts lithologiques entre formations et la reconnaissance de discordances est à la base de l'interprétation paléotectonique.
Une biozonation à l'aide des Foraminifères imperforés (fig. 10) a apporté un cadre stratigraphique permettant de dater et corréler les formations à travers les trois domaines paléogéographiques du Dogger: domaine à Cancellophycus, intermédiaire et à Mytilus. Quelques résultats nouveaux sont à souligner:

- Les «Couches à Mytilus» marines (Membre du Rubli, et M. du Col de Cordon) s'étendent du Bajocien sup. au Callovien. En particulier la cénozone à *Pfenderina salernitana* et *«Lituonella» mesojurassica* (dans le M. du Rubli) passe latéralement, dans le domaine intermédiaire, à l'assemblage à *Orbitammina, Alzonella* et *Archaeosepta* daté du Bathonien. Le genre *Praekurnubia* toujours présent dans la partie supérieure de la F. des Couches à Mytilus indique que ces couches n'atteignent très probablement pas l'Oxfordien. Un diachronisme de ces couches existe, dans le Dogger, soulignant les étapes d'une transgression contre la terre briançonnaise vers le SE et le SW. L'âge du M. de Chavanette (conglomérat) n'est pas connu.
- La Formation de Sommant appartient au Dogger; elle est diachrone à l'échelle de la nappe.
- La barre calcaire du «Malm» des anciens auteurs dans le domaine briançonnais s.s., est en grande partie composée de carbonates néritiques (F. de Sommant au Sex de la Sarse, F. des Couches à Mytilus en Chablais oriental etc.) datés du Dogger sup. Une importante discontinuité (lacune, discordance angulaire, niveaux de condensation) sépare les unités du Dogger de celles du Malm. Les milieux de dépôt sont très différents de part et d'autre de cette limite chronologique (néritiques en-dessous; pélagiques au-dessus).
- Le contact Malm/Trias sup. dans la zone Château d'Oche-Corbeyrier, parfois interprété comme un chevauchement tectonique par certains auteurs, correspond à une lacune de sédimentation accompagnée d'érosions sur un bloc tectonique limité par des paléofailles SW-NE apparues au Lias inf. («géanticlinal A2» de PETERHANS, 1926).

L'évolution paléogéographique complexe des Médianes au Jurassique reflète l'instabilité de la marge continentale N-téthysienne en distension.

- *Au Lias* une plate-forme à Crinoïdes, isolée par la mer ouverte, s'installe sur et au N du seuil N-briançonnais (zone Château d'Oche-Corbeyrier), selon une direction SW–NE. Cette direction générale des bandes d'isofaciès ne variera plus pendant le reste du Jurassique. C'est grossièrement la direction des paléofailles normales qui découpent le seuil N-briançonnais en blocs tectoniques.
- *Au Dogger,* après une importante phase émersive («révolution du Lias sup.», BOURBON et al. 1973) on observe l'installation progressive d'une plate-forme carbonatée composée d'un seuil (domaine intermédiaire à oolithes et Coraux) localisé sur et à proximité de l'axe Château d'Oche-Corbeyrier, et d'un lagon (domaine à Mytilus caractérisé par des dépôts vaseux) au SE, limité plus au S par la terre briançonnaise. La fin du Dogger est marquée par une importante émersion du seuil N-briançonnais (phase callovo-oxfordienne de soulèvement) accompagnée d'une forte érosion dans la zone Bise-Tour d'Aï. Des éléments triasiques et jurassiques alimentent le conglomérat de la Formation du Château d'Oche.
- *Au Malm* (dès l'Oxfordien moyen) une mer ouverte peu profonde transgresse progressivement sur l'ensemble du Briançonnais préalpin. Au Kimméridgien (?) un nouveau dispositif carbonaté s'installe avec une plateforme coralligène dans le secteur méridional (Rigides).

D'après la répartition des faciès, l'évolution paléogéographique et l'interprétation des discontinuités entre les formations (discordances angulaires etc.) le Briançonnais préalpin apparaît composé d'au moins deux compartiments tectoniques principaux (B et C, fig. 36, respectivement NW et SE briançonnais) séparés par des paléofailles normales d'orientation SW–NE. Ces compartiments sont soumis à des mouvements d'oscillation presque constants. Ce sont les mouvements alternatifs de bascule (vers le NW ou le SE) symétriques ou non, des compartiments B et C, qui sont à l'origine d'événements localisés transgressifs et régressifs sur la plate-forme. Les variations eustatiques (HALLAM, 1978) jouent aussi un rôle notamment lors de la transgression des «Couches à Mytilus» (et de la Formation de Sommant) sur le seuil N-briançonnais au Bajocien et lors de l'ennoiement généralisé de la plate-forme à l'Oxfordien. Un troisième élément paléotectonique dans le SW du Chablais

(L'écaille de la Haute-Pointe, bloc médian du compartiment A) a suivi une évolution particulière au Dogger, indépendante de celle qui a été reconnue dans les compartiments B et C. Il n'est par exemple pas influencé par la phase callovo-oxfordienne de soulèvement du reste des Médianes. Au contraire ce bloc s'enfonce à la fin du Dogger.

Une comparaison avec le Briançonnais des Hautes-Alpes françaises montre qu'il existe de fortes analogies entre ces deux secteurs de la marge continentale N-téthysienne (style paléotectonique, âge des «Couches à Mytilus», évolution paléogéographique et paléotectonique de la marge continentale depuis sa naissance au Lias jusqu'à sa disparition au cours du Jurassique sup.-Crétacé inf., BAUD & SEPTFONTAINE, 1980).

Quelques différences sont cependant à signaler, par exemple l'évolution paléotectonique complexe au Dogger du seuil N-briançonnais dans les Préalpes (individualisation d'un domaine intermédiaire; phase de surrection callovo-oxfordienne) qui ne paraît pas être aussi marquée dans les Hautes-Alpes. D'autre part l'effondrement de la marge N-téthysienne à l'Oxfordien moyen est un événement de courte durée (et de faible amplitude) dans les Préalpes et une plate-forme carbonatée néritique succède à ce mouvement avorté (il faut attendre le Crétacé pour qu'un faciès marin profond s'installe dans les Médianes); par contre dans les Hautes-Alpes l'effondrement de la plate-forme est définitif et de grande amplitude (sédiments déposés sous la CCD, BOURBON et al. 1976) dès l'Oxfordien.

Abstract

A revision of Jurassic lithological units in the "nappe des Préalpes médianes" leads to the introduction of 6 new formations (fig. 4) which are partly defined by means of the microfacies. Among them the Sommant formation, composed of several imbricated carbonate bodies representing a lagoonal to reeflike environment, is of particular interest for the understanding of the paleogeographic evolution. The study of lithological contacts and the discovery of angular unconformities bear evidence for a paleotectonic interpretation.
A biozonation by means of imperforate foraminifera (fig. 10) allows the correlation of the middle Jurassic formations through the Cancellophycus, intermediate and Mytilus paleogeographic domains:

- The marine "Couches à Mytilus" (Rubli member and Col de Cordon member) are of upper Bajocian to Callovian age. The *Pfenderina salernitana – "Lituonella" mesojurassica* cenozone is roughly a time equivalent of the *Orbitammina – Alzonella – Archaeosepta* assemblage (Bathonian) recorded in the intermediate facies belt. The presence of *Praekurnubia* in the upper part of the "Couches à Mytilus" indicates that this formation probably does not reach the Oxfordian. A diachronism exists within the formation; it is due to a transgression on the briançonnais island towards the SE.
- The Sommant formation belongs to the Dogger; it is also diachronous throughout the briançonnais realm.
- The "Malm" limestone auct. in the Briançonnais s.s. is mostly composed of upper Dogger shallow water carbonates (Sommant f. to the N, Couches à Mytilus f. to the S). A main unconformity lies between the Dogger (neritic) and Malm (open marine) units.
- The contact of the Malm (or Dogger) on the upper Trias in the "Château d'Oche-Corbeyrier" zone represents an important gap of sediments (erosions) on a paleotectonic block between SW–NE paleofaults ("géanticlinal A2" of Peterhans 1926).

The paleogeographic evolution of the "Préalpes médianes" during the Jurassic reflects the instability of the distensive N-tethyan continental margin.

- *Lias:* it is characterized by the development of a restricted SW–NE elongated crinoidal platform on the N-briançonnais rise ("Château d'Oche-Corbeyrier" zone); this general direction is related to the orientation of paleofaults which cut the briançonnais margin into paleoblocks.
- *Dogger:* after an important regression ("révolution du Lias sup." of Bourbon et al., 1973) a new carbonate complex invades progressivly the northern margin of the Briançonnais. It is composed of high energy deposits (oolithes, corals representing a threshold facies) on the "Château d'Oche-Corbeyrier" zone and of lagoonal deposits in the Mytilus facies zone to the South. The end of the Dogger is marked by an important paleotectonic event: the emersion and erosion of the briançonnais northern margin.
- *Malm:* as soon as the middle Oxfordian, open marine deposits with ammonites and protoglobigerinids invade the briançonnais realm. However during the Kimmeridgian (?) a new carbonate platform, with corals, occurs in the South ("Préalpes rigides").

The briançonnais horst is composed of at least 2 main tectonic paleoblocks (B and C, respectively NW and SE-briançonnais) separated by SW–NE paleofaults. The tilting movements (oscillations) of these paleoblocks at different periods of the Jurassic are responsible for local transgressions and regressions. However the Dogger transgression (Couches à Mytilus and Sommant formations) as well as the drowning of the platform during the Oxfordian can also be related to eustatic variations (Hallam, 1978).
A third paleoblock (A) is represented by the SW-Chablais area (with the "Haute-Pointe" massif) which has followed a different paleotectonic evolution compared with that of paleoblocks B and C. It was not affected by the uplifting movement of the N-briançonnais margin during callovo-oxfordian times. On the contrary it was sinking at the end of the Dogger.
A comparison with the briançonnais type area ("Hautes Alpes", France) shows strong similarities with the Prealps, e.g. the paleotectonic style, the age of the "Couches à Mytilus" and the paleogeographic evolution of a continental margin (from its liassic origin to its disappearance during the course of the upper Jurassic – lower Cretaceous).
Some differences however must be emphasized: the complex paleotectonic evolution of the N-briançonnais margin in the Prealps (creation of an intermediate facies belt of shallow water sediments, and uplifting movement with erosions in the late Dogger-early Malm) is not known in the Briançon area. On the other hand the Oxfordian sinking movement of the N-tethyan margin is a short time event of rather low magnitude in the Prealps compared with the definitive sinking under the CCD of the briançonnais platform in the "Hautes Alpes" of France.

Introduction

La nappe des Préalpes médianes se compose de deux masses montagneuses situées l'une (le Chablais et les Préalpes valaisannes) entre la vallée de l'Arve et la vallée du Rhône (fig. 1) et l'autre (les Préalpes romandes et bernoises) entre la vallée du Rhône et le lac de Thoune (fig. 2). Les klippes de Suisse orientale ne sont pas étudiées ici.

Les Médianes sont situées au front de la chaîne alpine; elles définissent, avec les autres unités préalpines, la bordure SE du plateau molassique suisse. La nappe des Préalpes médianes occupe tectoniquement une position intermédiaire dans le bâti préalpin entre les écailles ultra-helvétiques (Préalpes externes et internes) à la base, et la nappe de la Brèche avec la nappe supérieure des Préalpes au sommet. Dans le détail la structure et l'origine des nappes préalpines est actuellement encore en discussion, notamment au niveau des écailles ultrahelvétiques et du flysch des Préalpes externes (WEIDMANN et al., 1976; CARON, 1976).

Les Préalpes médianes représentent l'ancienne couverture mésozoïque décollée (nappe de décollement) de la nappe du Grand St-Bernard ou Pennique moyen (TRÜMPY, 1960). Le déplacement de cette couverture vers l'avant pays, lors du plissement alpin, selon le principe du glissement par gravité (SCHARDT, 1893; LUGEON & GAGNEBIN, 1941) va garantir les séries sédimentaires de toute atteinte du métamorphisme. Ainsi le géologue dispose d'un terrain d'étude exceptionnel représentant des domaines paléogéographiques variés, dans lesquels les structures sédimentaires et les microfossiles sont remarquablement bien conservés.

Du point de vue paléogéographique les Médianes représentent une importante portion de la province briançonnaise («géanticlinal briançonnais» auct.), ancienne marge continentale N de la Téthys jurassique (fig. 3). On subdivise la nappe en «Médianes plastiques» au N (où domine le faciès subbriançonnais) et en «Médianes rigides» au S (à faciès briançonnais, caractérisé par des séries peu profondes et des lacunes au Jurassique).

Après un siècle d'études dans les Préalpes (MASSON, 1976) on pourrait supposer que presque tout a été dit. En réalité l'examen détaillé des sédiments à une époque donnée (en l'occurrence le Dogger et la base du Malm) effectué à grande échelle dans une optique moderne, peut amener des éléments nouveaux qui conduisent à préciser voire à remettre en question certaines conceptions dans les domaines de la stratigraphie et de la paléotectonique. Disons d'emblée que l'existence des grands ensembles paléogéographiques (fig. 3) esquissés par SCHARDT (1898) et complétés par des travaux ultérieurs: le domaine des «Couches à Mytilus» (DE LORIOL & SCHARDT, 1883), le domaine du «Dogger intermédiaire», rajouté au schéma de SCHARDT par PETERHANS (1926), et le domaine du «Dogger à Zoophycos (= Cancellophycus)» (FAVRE & SCHARDT, 1887) ne peut être mise en doute. Cependant, malgré de multiples travaux plus modernes sur le sujet, de nombreux points sont restés encore obscurs; nous pensons aux corrélations entre les différents domaines, à leur évolution dans le temps, et surtout au cadre bio- et lithostratigraphique des séries à faciès briançonnais, première étape à franchir avant de déboucher sur des conclusions paléogéographiques et paléotectoniques.

La littérature géologique sur les Préalpes médianes est très abondante. Dans la première partie de ce travail, la description lithostratigraphique de chaque unité est précédée d'une liste synonymique avec référence aux travaux des auteurs, ce qui nous dispense d'une longue introduction bibliographique. D'autre part un historique sera présenté au début de la seconde partie, puis un résumé des connaissances sur la paléogéographie du Briançonnais préalpin au début de la troisième partie.

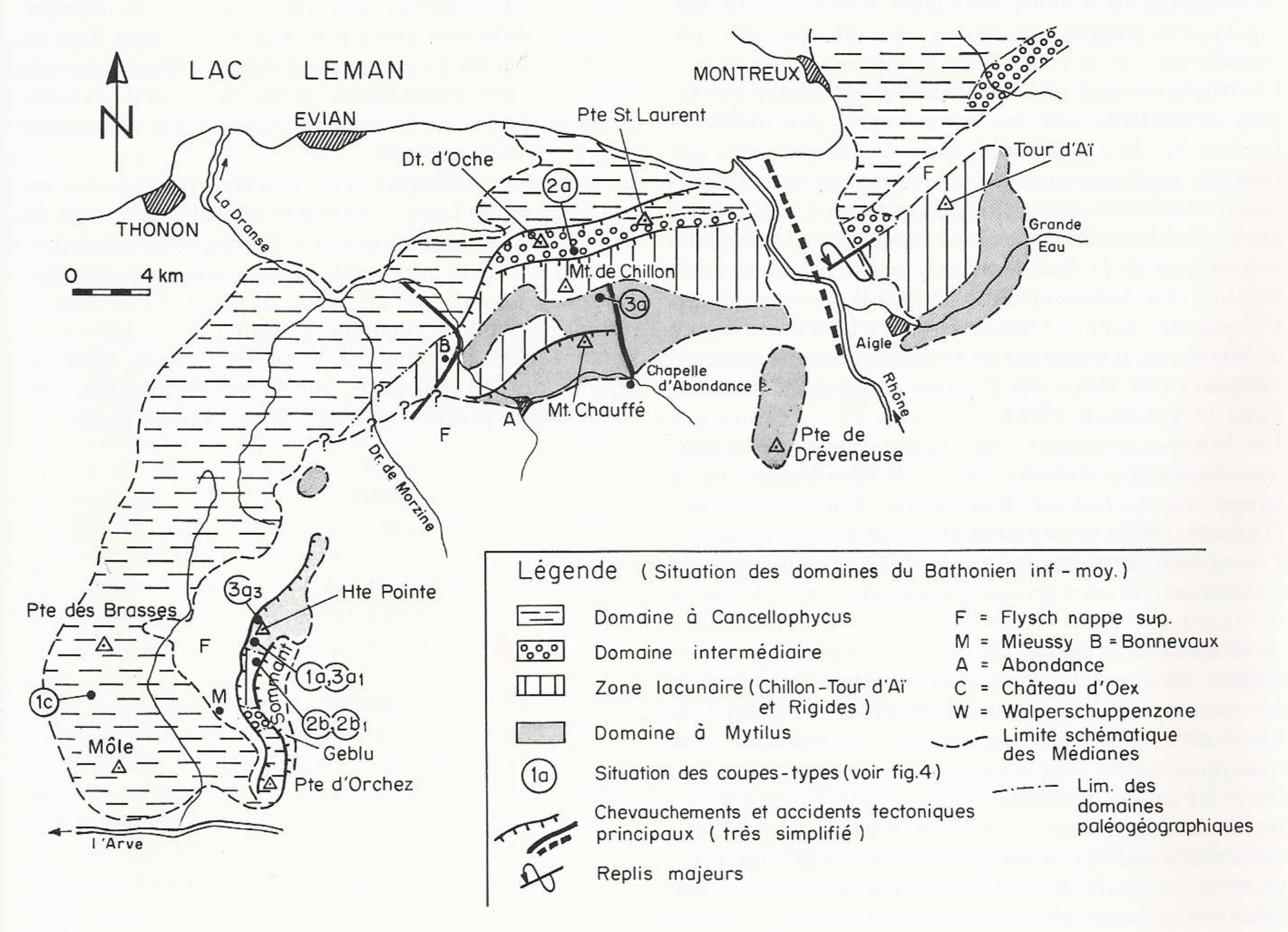


Fig. 1 et 2.

La nappe des Préalpes médianes entre l'Arve et le lac de Thoune. Les Préalpes du Chablais et les Préalpes valaisannes (rive gauche du Rhône) s'étendent au S du Léman. Les Préalpes romandes (vaudoises et fribourgeoises) sont limitées à l'W par la vallée du Rhône et à l'E par le col du Jaun. Les Préalpes bernoises s'étendent depuis Jaun jusqu'à Thoune.

Les Rigides (secteur méridional de la nappe) qui possèdent des terrains jurassiques comprennent les massifs suivants d'W en E: Haute-Pointe, mt Chauffé, Dréveneuse, Gummfluh, Rubli, Gastlosen, Spillgerten, Seehorn, Niederhorn.

Les coupes géologiques étudiées sont indiquées sur la carte palinspastique fig. 25 et leurs coordonnées figurent en annexe.

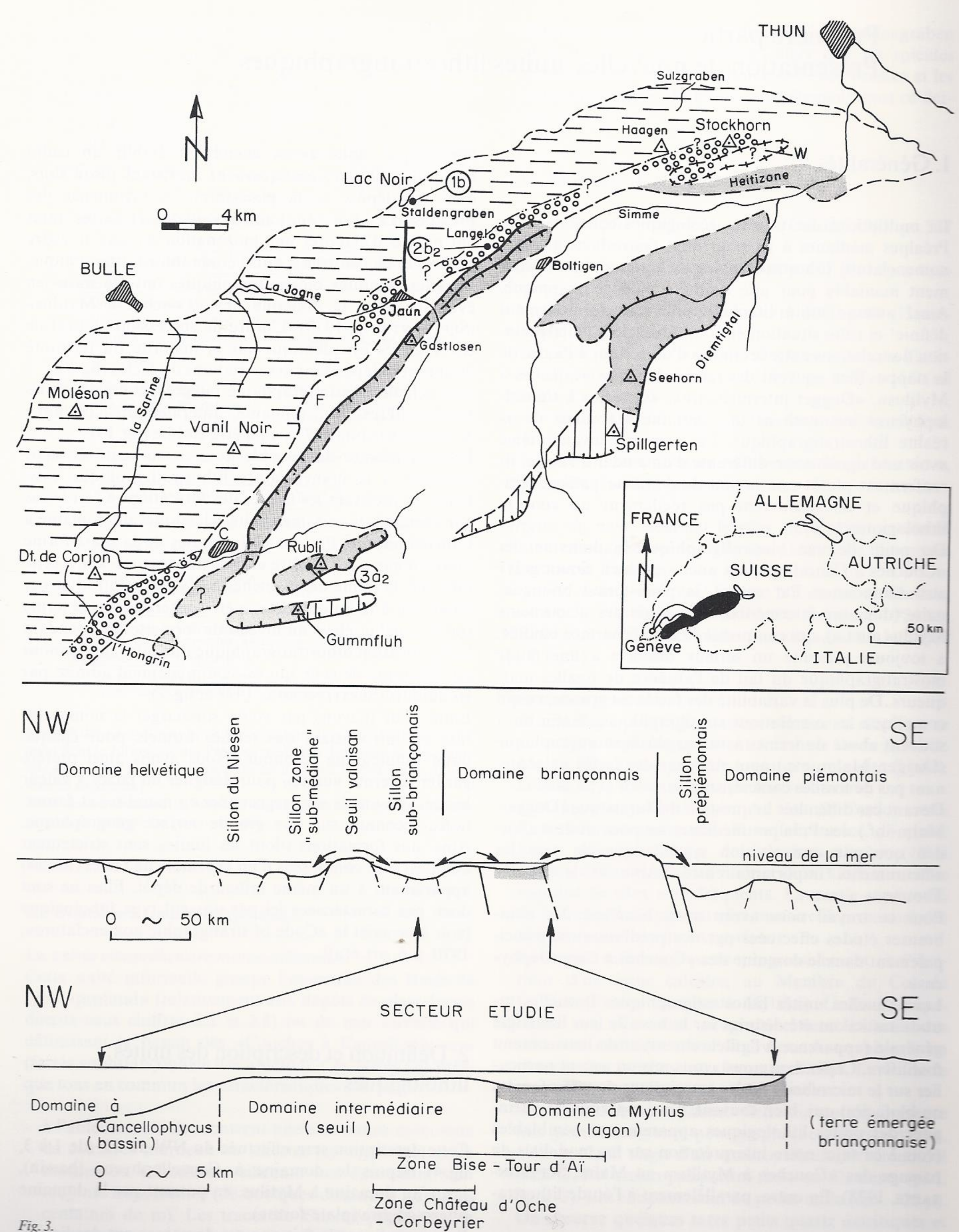


Fig. 3.
Profil palinspastique schématique au Bathonien à travers la marge continentale N-téthysienne (au niveau des Préalpes suisses) montrant la position du domaine briançonnais et ses rapports avec les domaines adjacents (d'après les travaux de TRÜMPY (1957, 1960), LEMOINE (1975), BOURBON et al. (1976), LAUBSCHER & BERNOULLI (1976) etc. Les flèches indiquent les déplacements de resédiments.

Première partie
Présentation de nouvelles unités lithostratigraphiques

1. Généralités

La multiplicité des travaux géologiques concernant les Préalpes médianes a eu pour effet l'introduction d'une nomenclature lithostratigraphique hétérogène, difficilement maniable pour une synthèse paléogéographique. Ainsi aucune unité lithologique n'était formellement définie[1] et cette situation était un obstacle à l'interprétation des relations entre les unités d'un secteur à l'autre de la nappe. Bien souvent des termes tels que «Couches à Mytilus», «Dogger intermédiaire», «Couches à Cancellophycus» etc. cachent une certaine ignorance de la réalité lithostratigraphique. Ces termes peuvent même avoir une signification différente d'un auteur à l'autre; ils renferment plutôt une notion de domaine paléogéographique et ne recouvrent pas réellement un concept lithologique.
Du point de vue biostratigraphique le domaine des «Couches à Cancellophycus auct.» est bien connu grâce aux Ammonites. Par contre, la plate-forme briançonnaise (domaine intermédiaire, domaine des «Couches à Mytilus auct.»), qui comprend 50% de la surface étudiée, a toujours présenté un sérieux obstacle à une étude biostratigraphique du fait de l'absence de fossiles marqueurs. De plus la variabilité des faciès est grande, ce qui complique les corrélations stratigraphiques. Enfin on a souvent abusé de termes à valeur chronostratigraphique (Dogger, Malm, etc.) pour désigner des faciès ne contenant pas de fossiles caractéristiques.
Devant ces difficultés la question du Jurassique (Dogger-Malm-inf.) des Préalpes médianes ne pouvait être abordée que par une révision systématique de tous les affleurements importants entre l'Arve et le lac de Thoune.
Pour ce travail nous avons aussi bénéficié des nombreuses études effectuées par nos prédécesseurs, principalement dans le domaine des «Couches à Cancellophycus».
Les nouvelles unités lithostratigraphiques formelles introduites ici ont été définies sur la base de leur lithologie générale (apparence à l'affleurement) et de leur contenu fossilifère. Cependant nous avons mis un accent particulier sur le microfaciès (et les associations de microfossiles ou biofaciès) qui, bien souvent, nous a permis de distinguer des unités lithologiques apparemment semblables (voir à ce sujet notre interprétation sur les modalités de passage des «Couches à Mytilus» au Malm, SEPTFONTAINE, 1978). En outre, parallèlement à l'étude lithostratigraphique, nous avons cherché à établir un cadre biostratigraphique, pratiquement inexistant jusqu'alors, dans les dépôts de la plate-forme briançonnaise des Préalpes. Les Foraminifères, abondants et variés, nous ont permis d'élaborer une biozonation servant de cadre général et de contrôle à notre étude lithostratigraphique. En effet, 4 unités biostratigraphiques ont été mises en évidence dans le domaine des «Couches à Mytilus» (SEPTFONTAINE, 1978). L'ordre de succession vertical de ces 4 unités est identique sur la majorité du territoire étudié, et indépendant des variations du faciès (fig. 9).
Une échelle biostratigraphique intégrée, comprenant les Foraminifères du domaine intermédiaire (FURRER & SEPTFONTAINE, 1977), a pu être établie (fig. 10).
Dans la mesure du possible nous avons tenté de nous rattacher à la nomenclature lithostratigraphique existante, en précisant les limites des formations. C'est le cas par exemple de certaines unités classiques du domaine à Cancellophycus. Par contre les unités de la plate-forme briançonnaise ont dû être entièrement revues. Dans cette province le terme de «Couches à Mytilus», introduit par RENEVIER à la fin du XIXe, a été conservé comme terme traditionnel et élevé au niveau de formation. Cependant la signification lithostratigraphique que nous lui donnons est différente de celle qui est communément admise par les auteurs (SEPTFONTAINE, 1978 et fig. 7).
Enfin nous n'avons pas voulu surcharger la nomenclature en introduisant des termes formels pour chaque unité lithologique reconnue. Nous avons ainsi préféré garder le terme «unité» pour désigner un faciès à valeur locale. Ces unités sont regroupées en membres et formations, reconnus sur une grande surface géographique. Ainsi nos formations (dont les limites sont strictement définies) sont composées d'un ensemble de faciès (unités) appartenant à un même milieu de dépôt. Elles ne sont donc pas caractérisées ici par un seul type lithologique [voir à ce sujet le «Code of stratigraphic nomenclature», 1970, p. 6, art. 6(a)].

[1]Au sens du «Code of stratigraphic nomenclature, 1970» et des «Recommandations pour l'utilisation de la nomenclature stratigraphique ...» Eclogae geol. Helv. 66/2, 1972.

2. Définition et description des unités lithologiques

Cette description sera effectuée du NW au SE (de 1 à 3, fig. 4) depuis le domaine à Cancellophycus (bassin), jusqu'au domaine à Mytilus, en passant par le domaine intermédiaire (plate-forme).
Il faut souligner le fait que ces domaines ont des limites paléogéographiques très variables suivant la période considérée.

1. DOMAINE A CANCELLOPHYCUS S.L.

Série compréhensive marno-siliceuse [Sinémurien à Oxfordien inf ?]

SW	NE (secteur septentrional)	NE (secteur méridional)
a. F. de la Haute-Pointe – unité siliceuse – unité échinodermique gréso-glauconieuse	D unité calcaréo-siliceuse	
b. F. du Staldengraben	C unité détritique	d. "Heitischichten"
	B unité calcschisteuse	(~ Lias siliceux zone Chillon-Tour d'Aï)
c. F. des Brasses	A unité schisteuse } F. du Staldengraben	
	F. des Brasses	

Unité des calcaires échinodermiques [Lotharingien à Bajocien ?]

2. DOMAINE INTERMEDIAIRE

a. Formation du Château d'Oche [Bathonien sup - Callovien]
- unité marneuse
- unité conglomératique (à charbon)

b. Formation de Sommant [Aalénien sup. - Callovien - Oxf. ?]

SW	NE
b_1 Membre de Mieussy	b_2 Membre de Langel
– unité micritique bioclastique – unité graveleuse oolithique – unité conglomératique	– unité oncolithique – unité oolithique

Unité des calcaires échinodermiques [Lotharingien à Bajocien ?]

3. DOMAINE A MYTILUS

a. Formation des Couches à Mytilus [Lias?-Dogger]

a_1 Membre du Col de Cordon
- unité du Holzerhorn
- unité du Col de Cordon
- unité conglomératique de la Klus

a_2 Membre du Rubli
- unité du calcaire foncé
- unité des calcschistes fossilifères (à charbon)

a_3 Membre de Chavanette
- unité marneuse (à charbon)
- unité conglomératique (à charbon)

Fig. 4.
Résumé des nouvelles unités lithostratigraphiques introduites formellement dans le Jurassique des Préalpes médianes. La situation géographique des coupes types est donnée sur les fig. 1 et 2 (coordonnées dans le texte et en annexe).
Pour chaque domaine les unités sont indiquées dans l'ordre stratigraphique, de haut en bas (a → c; a1 → a3).

2.1 Domaine à Cancellophycus s.l.

La *«série compréhensive marno-siliceuse»*.
Cette unité informelle groupe l'ensemble des faciès de type «profond» (relativement aux dépôts de plate-forme décrits sous chiffres 2.2 et 2.3) ou de mer ouverte qui définissent le bassin des «Couches à Cancellophycus» (faciès subbriançonnais des auteurs). Ces faciès ont presque tous en commun les caractéristiques suivantes:

- à l'affleurement ils montrent une alternance monotone de calcaires marneux ou siliceux (spongolithes) et de marnes ou calcschistes siliceux. Les épaisseurs sont toujours importantes (de quelques dizaines à quelques centaines de m). Les traces de *Cancellophycus* et les Ammonites sont les fossiles caractéristiques.
- sous le microscope se sont les spicules et les filaments qui dominent. Il est intéressant de noter que les filaments caractérisent la Formation du Staldengraben et la F. de la Haute-Pointe, alors que les spicules définissent par leur abondance la F. des Brasses et les «Heitischichten», du moins partiellement dans ce dernier cas.

2.1.1 Formation de la Haute-Pointe

«Oxfordien p.p. (assises à silex)» Chaix, 1913 p. 537 (massif des Brasses).
«Callovien calcaire» Jeannet, 1918 p. 467 (Préalpes vaudoises).
«Malm inférieur à silex» Lombard, 1940 p. 89 (Haute-Pointe).
«Calcaires spathiques grossiers et glauconieux du Callovien» Badoux & Mercanton, 1962 pp. 158 et 166 (mt Bénant, La Vernaz).
«Callovien» Gross, 1965 p. 766 (mont d'Arvel-Aveneyre).
«Calcaire en petits bancs» Septfontaine & Lombard, 1976 p. 436 (Haute-Pointe).

Origine du nom: Sommet le plus élevé (1958 m) de la chaîne montagneuse au NW du plateau de Sommant (Hte-Savoie, France).
Situation de la coupe type: Falaise NE du col de Cordon, massif de la Hte-Pointe. Coordonnées françaises: 924,85; 138,50/alt.: 1665 m. Feuille Samoëns no 5, 1:20.000 (pl. I, fig. 1).

Description générale
- *Morphologie:* Cette formation, calcaire et siliceuse, se rattache morphologiquement à la base de la paroi de Malm. Elle forme presque toujours une petite falaise; la base de la formation est parfois recouverte.
- *Lithologie et paléontologie:* Au col de Cordon cette formation est composée d'une alternance de petits bancs gris-vert foncés, de calcaires siliceux (10 à 20 cm), et de calcschistes siliceux durs. Les bancs et les rognons de silex sont fréquents. La partie supérieure de la formation apparaît plus massive, à proximité des niveaux noduleux de l'Argovien.
  La limite inférieure passe progressivement, à l'intérieur d'un banc calcaire, au Membre du Col de Cordon (F. des Couches à Mytilus). La limite supérieure est, elle aussi, progressive vers le faciès des calcaires noduleux de l'Argovien. A ce niveau on observe des brèches intraformationnelles. La F. de la Haute-Pointe ne contient pas de fossiles.
- *Microfaciès et microfaune:* Cette formation présente une grande constance pétrographique (Septfontaine, 1976 p. 47). Il s'agit d'un «micropelletoidal/echinoidal lime G/P»[2] (micropelsparite) riche en filaments (pl. I, fig. 2–3). Les éléments sont de petite taille (env. 125 μ). On observe quelques rares petits quartz détritiques et

[2]Nomenclature Dunham (1962).

de la silice diffuse entre les grains, passant localement à la silicification totale des éléments.
La microfaune comprend de rares Foraminifères: *Spirillina* sp., Textularidés, Verneuilinidés, Protoglobigérines (très rares, 1 exemplaire). Les spicules de Spongiaires sont généralement absents.
- *Epaisseur:* Au col de Cordon: 25 m; en général quelques dizaines de m.

Extension géographique: Cette formation est bien développée en Chablais; on la retrouve épisodiquement dans les Préalpes suisses (secteur interne du bassin subbriançonnais): Mont d'Arvel-Aveneyre; cluse de Boltigen.
Variations latérales: Le faciès de la Formation de la Haute-Pointe varie d'une localité à l'autre, ce qui nous a conduit à distinguer 2 unités:

a. *l'unité siliceuse,* décrite au col de Cordon, peu ou pas détritique (SW du Chablais, région d'Aveneyre, subbriançonnais interne). Dans les Préalpes vaudoises les bancs sont plus épais et moins riches en silice. On note la présence d'un horizon à nodules phosphatés et Ammonites de la zone à *macrocephalus* (JEANNET, 1918; GROSS, 1965). Des lentilles graveleuses à bioclasts et quartz détritique sont localement présentes (= lentilles du Membre du Col de Cordon interstratifiées).
b. *l'unité échinodermique gréso-glauconieuse,* présente dans un secteur plus externe du bassin subbriançonnais (La Vernaz, mt Benant, en Chablais). Les bancs sont assez épais (0,3 à 0,8 m), échinodermiques, souvent gréseux et glauconieux, colorés en brun par des minéraux phosphatés. Il est à noter que le passage lithologique à l'unité supérieure (calcaire noduleux) s'effectue brutalement par l'intermédiaire d'un diastème.
Nous rattachons à cette unité les quelques bancs détritiques qui affleurent épisodiquement sous le Malm du secteur mont de Chillon-Tours d'Aï (chalets d'En l'Au, Joux des Loerettes etc.). Les niveaux de condensation du Simmental ont une composition pétrographique analogue (RABOWSKY, 1918; FURRER, 1977; pl. X, fig. 1-2).

Rapports et différences: On note un passage latéral progressif à l'unité calcaréo-siliceuse («Membre D» auct.) de la F. du Staldengraben. Le faciès est plus schisteux, les silex diminuent et les débris échinodermiques ont disparu. Dans la zone frontale des Médianes (Moléson, Dent de Broc) l'unité est franchement calcschisteuse et marneuse (CHATTON, 1947, etc.).

Age: Dans le SW du Chablais: limite Callovien sup.-Oxfordien inf. (la formation passe graduellement à l'Argovien noduleux); dans la région d'Aveneyre: Callovien inférieur (les niveaux de l'Argovien [= Oxfordien moy.] sont à 5 m au dessus de la z. à *macrocephalus;* on peut en déduire une lacune du reste du Callovien et de l'Oxfordien inf., voir JEANNET, 1918, p. 492).

2.1.2 Formation du Staldengraben

«Couches de Klaus» VON HAUER, 1867, p. 764. (selon FAVRE & SCHARDT, 1887, ces couches occupent les zones comprises entre *«Am. murchisonae* et *Am. transversarius»*).
«Toarcien - Bajocien - Couches de Klaus-Callovien» GILLIERON, 1873, pp. 28-32 (Préalpes fribourgeoises).
«Lias supérieur et Dogger à Zoophycos (= Bajocien et Couches de Klaus)» SCHARDT, 1884, pp. 88 et 105 (Préalpes vaudoises).
«Marnes schisteuses à Posidonies» BERTRAND, 1893, p. 10; CHAIX, 1913, p. 531 (Môle et Brasses).
«Lias supérieur - Dogger à Cancellophycus» JEANNET, 1918, p. 467 (Préalpes vaudoises).
«Toarcien - Aalénien - Bajocien - Bathonien (Couches à Nannolytoceras tripartitum (RASP.), Baj. sup. - Bath. inf.) et Callovien» CHATTON, 1947, pp. 36-72; PUGIN, 1951, pp. 243-272; VON DER WEID, 1961, pp. 553-589; GROSS, 1965, pp. 743-788 (Préalpes fribourgeoises et vaudoises).
«Couches de Vervine (zone de la Chaumény): Lias sup. et Dogger à Cancellophycus» BADOUX, 1962, p. 16 (Préalpes valaisannes).
«Lias supérieur et Dogger à Cancellophycus» BADOUX & MERCANTON, 1962, pp. 154-160 (zone externe du Chablais oriental).
«Formation calcaréo-argileuse (Membres A B C D)» SPICHER, 1965, p. 665; GISIGER, 1967, p. 273; FURRER, 1977, p. 23 (Préalpes fribourgeoises et bernoises).
«Calcaires pélitiques (moyens chez ANDREY) *- complexe graveleux et calcschistes à silex»* PAGE, 1969 p. 94; ANDREY, 1974 pp. 104-163 (Préalpes fribourgeoises).
«Formation calcaréo-argileuse» SEPTFONTAINE & LOMBARD, 1976, p. 443 (Môle-Brasses).

Origine du nom: D'après le ravin du Staldengraben, situé sur la rive SE du Lac Noir (canton de Fribourg, Suisse).
Situation de la coupe-type: Dans le ravin du Staldengraben. Une situation précise de cet affleurement est donnée par GISIGER (1967, p. 279). Coordonnées suisses: 588,32/167,61; feuille Boltigen 1226, 1:25 000.

Description générale
- *Morphologie:* la F. du Staldengraben, du fait de sa nature essentiellement marneuse, forme une dépression et les pentes au pied des parois calcaires du Malm.
- *Lithologie et paléontologie:* Cette unité bien connue des géologues préalpins est constituée d'une alternance monotone de bancs de calcaire marneux ou gréso-graveleux et de schistes marneux, plus ou moins calcaires, avec des niveaux souvent riches en Ammonites et traces de *Cancellophycus.* Dans le ravin du Staldengraben (GISIGER, 1965, pp. 273-316), ainsi que dans d'autres localités des Préalpes (SPICHER, 1965; FURRER, 1977) on peut subdiviser cette formation en 5 unités, de bas en haut:

La Formation du Staldengraben (« Couches à Cancellophycus »), dans le bassin sub-briançonnais et les dépôts de turbidites : calciturbidites proximales venant du Sud (à éléments de la F. de Sommant) et turbidites gréso-micacées (à l'image), à éléments volcaniques et plutoniques remaniés, d'origine septentrionale (Cévennes, Maure-Esterel et domaine valaisan ?) au jurassique (voir la thèse de Furrer, 1979 et la reconstitution de Stampfli, 1993, fig. 4.)



Fig.1. Turbidites gréso-micacées, centimétriques en position très distale (au Nord du bassin sub-briançonnais) à la limite Bajocien-Bathonien. Ici les calciturbidites venant du Sud sont absentes. Les éléments cristallins : quartz, micas, débris de roches plutoniques etc. proviennent des massifs hercyniens Maure-Esterel et de hauts fonds valaisans au Nord du bassin. Coupe à l'entrée de la vallée du Motélon (canton de Fribourg).

Les schistes contiennent une riche microfaune benthique de foraminifères pélagiques (nodosaridés) décrite dans la thèse de Septfontaine, 1971. L'existence de turbidites « mudflow » boueuses, à microrganismes pélagiques a aussi été notée.

A. *Unité schisteuse:* Elle est essentiellement composée de schistes tendres, foncés (pl. I, fig. 5) alternant parfois avec des calcaires marneux (0,1 à 0,2 m) tachetés à patine claire et cassure sombre, sublithographique. Au Staldengraben on note aussi la présence de niveaux calcaréo-siliceux à spicules et de calcaires gréseux. La limite inférieure de l'unité est fixée à l'apparition des premiers niveaux schisteux importants, au dessus des calcaires siliceux de la F. des Brasses (contact visible au ravin de la Fulateyre près de Charmey, coord. 579,82/161,82).

B. *Unité calcschisteuse:* Souvent difficile à distinguer de l'unité A. Elle est toutefois plus calcaire (pl. I, fig. 4) et présente une couleur brun-clair à la patine. Les couches riches en *N. tripartitum* (RASP.) apparaissent au sommet de l'unité. Ces couches sont parfois localement absentes, comme au Staldengraben par exemple.

C. *Unité détritique:* La limite lithologique inférieure est classiquement placée à l'apparition du premier banc détritique, oolithique ou gréso-micacé, à patine rousse et cassure bleue (pl. I, fig. 6–7). Ces bancs sont parfois granoclassés (turbidites) et ont une épaisseur de 0,1 à 2 m. Au Staldengraben ils se succèdent sur 75 m d'épaisseur; ils sont séparés par de minces niveaux de marnes brunes, tendres (sédimentation autochtone). La limite supérieure se situe au dessus du dernier banc détritique. Les Ammonites, dont *N. tripartitum* (RASP.), sont normalement abondantes à la base de l'unité.

D. *Unité calcaréo-siliceuse:* Succèdant au dernier banc détritique on observe une série de calcschistes tachetés à patine claire qui affleurent sur une dizaine de m. La limite lithologique supérieure est nettement marquée à l'apparition du premier banc noduleux de l'«Argovien».

- *Microfaciès et microfaune:* Le microfaciès des calcaires et des calcschistes de la F. du Staldengraben est constant sur le territoire étudié. Il s'agit d'un W/P² à filaments et spicules avec de rares sections de Foraminifères (Lagénidés, Spirillines) ou d'Algues (*Globochaete alpina* LOMBARD, pl. I, fig. 8). Certains niveaux peuvent contenir des Protoglobigérines et des Epistominidés (Se 514, collines de Béroux/Môle France; coord.: 916,60/130,00). Les niveaux marneux contiennent une riche microfaune de Foraminifères arénacés, Lagénidés, Spirillines, etc. et d'Ostracodes (SEPTFONTAINE, 1971).
Les bancs détritiques de l'unité C sont des G/P à éléments déplacés ou remaniés (pl. II, fig. 4–8) riches en Foraminifères (Lituolidés) de plate-forme. La description pétrographique détaillée de ces bancs est donnée par GISIGER (1967, p. 287) et les Foraminifères ont été récemment décrits et figurés par FURRER & SEPTFONTAINE (1977) et SEPTFONTAINE (1978b) dans leur environnement originel du domaine intermédiaire.
- *Epaisseur:* Au front des Médianes elle est de l'ordre de 70 à 100 m; elle peut atteindre 1200 à 2000 m dans la zone interne (Hochmatt, Vanil-Noir). Dans le SW du Chablais l'épaisseur varie entre une dizaine de m et 170 m (les Brasses, Môle, etc.).

Extension géographique: Cette formation est largement répandue dans la moitié NW des Médianes depuis la vallée de l'Arve jusqu'au lac de Thoune. Elle définit le domaine des «Couches à Cancellophycus» (bassin subbriançonnais) au Bathonien. Notons qu'une belle coupe continue se trouve dans le ravin du Sulzgraben, Préalpes bernoises (coord. 604,54/173,74). La base de la formation (unités A et B) affleure bien à Soladier (coord. 563,94/147,12), Préalpes vaudoises.

Variations latérales: Bien que relativement constante dans les Préalpes cette formation montre des variations lithologiques dans certains secteurs de la nappe:
- En Chablais l'unité détritique C a pratiquement disparue, à part de rares niveaux graveleux au front de la nappe (Pic de Blanchard–Mémise–La Vernaz–Brasses). Les niveaux graveleux sont d'ailleurs déjà assez rares dans le Bathonien de la chaîne mont d'Arvel–Aveneyres (Préalpes vaudoises).
Par contre dans un secteur plus interne (La Chaumény), à proximité du domaine intermédiaire, l'unité détritique C est bien marquée par l'abondance des niveaux oolithiques, biodétritiques («Couches de Vervine» BADOUX, 1962).
- En Chablais occidental la F. du Staldengraben peut passer localement (Roc de Don) à la F. des Brasses où domine largement le faciès siliceux (accumulation de spicules de spongiaires).
- Dans les Préalpes suisses les niveaux oolithiques/oncolithiques de l'unité C sont très épais dans le secteur interne (Planachaux, coord.: 570,45/143,85; Schopfenspitz, coord. 587,70/162,50, etc.) indiquant un passage progressif aux dépôts carbonatés du domaine intermédiaire. Les modalités de ce passage ont été récemment étudiées en détail par FURRER (1977) dans la région du Stockhorn.
- D'une manière générale l'unité calcaréo-siliceuse (D) est différente au front des Médianes (où dominent les calcschistes) comparativement à des secteurs plus internes où l'on observe l'apparition de niveaux siliceux (bancs, nodules de silex) ou de lentilles graveleuses (issues vraisemblablement du Membre du Col de Cordon).

Rapports et différences: Dans les Préalpes bernoises, la partie supérieure des «Heitischichten» pourrait être assimilée aux unités A et B de la F. du Staldengraben. Cependant ce problème touche également la révision des unités du Lias de la zone Chillon–Tour d'Aï et nous ne voulons pas l'aborder ici. Nous considérons provisoirement les «Heitischichten» (ou «Heitilias») comme une unité lithologique indépendante et informelle. Notons encore que les unités A et B se distinguent de la F. des Brasses par l'absence de silice (= absence de spicules siliceux) et leur caractère plus marneux. L'unité D se

distingue de la F. de la Haute Pointe par l'absence d'éléments échinodermiques et la rareté des niveaux siliceux ou gréseux.

Age: La F. du Staldengraben est bien datée grâce aux Ammonites. La base se situe dans le Toarcien; le sommet dans le Callovien inf. (unité A: Toarcien–Aalénien; unité B: Bajocien, localement Bathonien; unité C: Bathonien, localement Callovien inf.; unité D: Callovien inf.). Un net diachronisme est à souligner entre le SW du Chablais (base de la formation: Bajocien–Bathonien) et le reste des Médianes (base de la formation: Toarcien).

2.1.3 Formation des Brasses

«Calcaires à silex délitables» BERTRAND, 1893, p.4 (Môle).
«Dogger calcaire» CHAIX, 1913, p.528 (Les Brasses).
«Kieselkalke (Domérien)» GERBER, 1919 (Préalpes bernoises, Blumenstein).
«Calcaires siliceux avec délits schisteux» PETERHANS, 1926, p.340, tabl.I (Chablais).
«Calcaires siliceux et schistes (Lias moyen); calcaires siliceux du Bajocien» CHATTON, 1947, pp.32 et 55 (Préalpes fribourgeoises, Charmey).
«Calcaires siliceux et schistes (Lias moyen)» PUGIN, 1951, pp.237–243, VON DER WEID, 1961, pp.550–553 (Préalpes fribourgeoises).
«Calcaires sombres à silex (Pliensb.-Domérien, La Frête); Lias supérieur siliceux (Chaumény)» BADOUX, 1962, pp.12–15 (Préalpes valaisannes).
«Lias moyen siliceux; Lias supérieur siliceux l_{5-6s} (Bioge)» BADOUX & MERCANTON, 1962, pp.152–158; BADOUX et al., 1965, feuille Thonon-Châtel 1:50000 (Chablais occidental et zone externe du Chablais oriental).
«Aalénien–Dogger» LAURENT, 1963, pp.16–23 (Roc de Don, SW Chablais).
«Formation siliceuse (Pliensbachien)» SPICHER, 1965, p.652; GISIGER, 1967, p.271 (Préalpes fribourgeoises); THURY, 1973, p.28 (Préalpes bernoises).
«Calcaires pélitiques inférieurs (Pliensbachien?)» ANDREY, 1974, p.104 (Préalpes fribourgeoises, zone externe).
«Calcaires et calcschistes sombres bantés (à silex)» SEPTFONTAINE & LOMBARD, 1976, p.444 (Môle–Brasses).

Origine du nom: Terme géographique désignant le sommet (1502 m) du massif situé au NW de St-Jeoire en Faucigny (Hte-Savoie, France).
Situation de la coupe type: Falaise boisée au N de la N507 (menant de Bonne à St-Jeoire) à l'E du hameau de Prévières. Les couches verticales affleurent au-dessus d'un cône d'éboulis exploité en carrière (pl.III, fig.1–2). Coordonnées françaises: 916,55; 134,85. Feuille Annemasse no 8 1:20000.

Description générale

- *Morphologie:* Cette formation calcaire et siliceuse forme une crête boisée; le contact avec la F. du Staldengraben est souvent en dépression, recouvert par la végétation ou l'éboulis. La base de la formation plus schisteuse forme parfois un ravin.
- *Lithologie et paléontologie:* La Formation des Brasses est caractérisée par une succession monotone de bancs (0,4 à 0,7 m d'épaisseur) de calcaire compact à grain fin, siliceux (spongolithes), gris-noir (pl.III, fig.2). Les bancs sont séparés par des joints secs ou des niveaux de calcschistes gris-brun peu épais. Aux Brasses, au Môle et au Roc de Don (SW Chablais) la silice est concentrée en rognons de silex foncés et en lits siliceux, surtout dans la partie supérieure de l'unité; la partie inférieure montre un faciès plus schisteux. Les fossiles sont pratiquement absents, à l'exception de rares Bélemnites et traces de *Cancellophycus.* La limite inférieure avec les calcaires échinodermiques («formation échinodermique, calcaire à Pentacrines» auct.) est progressive.
  Les niveaux supérieurs de la F. des Brasses passent graduellement à la F. du Staldengraben. Ce passage est visible aux collines de Béroux, flanc SW du Môle (coord. françaises: 916,60/130,00).
- *Microfaciès et microfaune:* Le microfaciès est nettement caractérisé par la présence de spicules d'éponges: «spicules/microforams siliceous/lime P.» Les spicules sont branchus ou sub-sphériques (pl.III, fig.3–4); ils sont presque toujours épigénisés par de la calcite, la silice ayant migré dans la matrice calcaréo-argileuse sous forme diffuse ou concentrée (silex). On observe parfois le passage graduel à un autre type de microfaciès: «microforams/micropelletoidal lime P/G» (pl.III, fig.5), caractérisé par une microfaune naine de Foraminifères, comprenant les formes suivantes: *Haplophragmoides* sp.nov., *Planiinvoluta carinata* LEISCHNER, *Ophthalmidium* sp., *Earlandia* sp., etc. avec ou sans spicules.
- *Epaisseur:* Dans le SW du Chablais cette unité mesure 200 à 300 m. Dans le reste des Médianes la F. des Brasses (= «formation siliceuse» auct.) est moins épaisse: 75 m au Motèlon, près de Charmey (CHATTON, 1947); 150 m dans le massif des Bruns (ANDREY, 1974); 50 à 150 m au Moléson (PUGIN, 1951); 30 à 100 m dans la région du Stockhorn (THURY, 1973).

Extension géographique: La F. des Brasses est largement répandue au front et dans la zone médiane du domaine à Cancellophycus, depuis le SW du Chablais jusqu'au lac de Thoune. Cette formation ne se retrouve plus au SE d'une ligne passant en Chablais, par le Lavouet, Bioge, Novel (BADOUX & MERCANTON, 1962); dans les romandes, par les Rochers de Naye, Grandvillard, Estavannens (Gruyère), Jaun, Lac Noir, le Gantrisch.

Variations latérales: Dans le SW du Chablais cette formation montre parfois un faciès moins riche en silice, avec des empreintes de *Cancellophycus,* qui rappelle la F. du Staldengraben. On y observe de rares niveaux graveleux à oolithes/oncolithes et Foraminifères de plateforme analogues à ceux décrits à la Chaumény («Cou-

ches de Vervine», Badoux, 1962). Ainsi, il apparaît que la F. des Brasses (= «formation siliceuse» auct.) est un faciès à spongolithes, contenant une microfaune particulière, pouvant remplacer localement la F. du Staldengraben. On peut observer un passage vertical ou latéral d'une formation à l'autre. Dans les Préalpes fribourgeoises, les auteurs (Chatton, 1947; Gisiger, 1967) ont parfois noté la présence d'un faciès siliceux (spongolithes) à la base des «Couches à Cancellophycus» (unités A et B de la F. du Staldengraben) qui montre la tendance de la F. des Brasses à envahir (par un grand développement des Spongiaires) la F. du Staldengraben.
En Chablais oriental et dans les Préalpes suisses (zone frontale) les niveaux inférieurs de la formation reposent sur un horizon de condensation (niveau phosphaté à Bélemnites et Ammonites du Lotharingien).
Enfin on sait déjà (Badoux & Mercanton, 1962) que les niveaux siliceux du Lias moyen (= F. des Brasses) passent latéralement vers le SE à des calcaires spathiques.

Rapports et différences: La F. des Brasses montre parfois des similitudes avec la F. du Staldengraben. Généralement l'étude du microfaciès permet de trancher: les filaments sont toujours abondants dans la F. du Staldengraben et absents de la F. des Brasses. Les spicules caractéristiques de cette dernière formation sont par contre absents de la F. du Staldengraben. Enfin ces deux formations contiennent une microfaune de Foraminifères particulière à chacune. La F. des Brasses montre aussi des analogies avec la F. de la Haute-Pointe; mais cette dernière ne possède pas de spicules et présente un aspect finement grenu ou spathique (débris d'Echinodermes, pellets, etc.) caractéristique.

Age: La F. des Brasses est typiquement diachrone. Elle est d'âge Pliensbachien à Toarcien inf.? dans les Préalpes bernoises (Thury, 1973); au front de la nappe, dans les Préalpes vaudoises et le Chablais oriental, elle est datée du Sinémurien-Pliensbachien; dans un secteur plus interne elle est datée du Lias supérieur (Badoux & Mercanton, 1962; Badoux et al., 1965).
Dans le SW du Chablais le faciès siliceux débute probablement dans le Toarcien pour monter dans l'Aalénien-Bajocien (Brasses, Chaix, 1913) ou le Bathonien-Callovien (Roc de Don, Laurent, 1963; Pointe d'Orchez, Lombard, 1974).

Remarque: Notre interprétation concernant les relations de la F. des Brasses avec les unités siliceuses du Lias («formation siliceuse» auct.) est avancée sous réserve d'une révision détaillée des unités du Lias dont les relations lithostratigraphiques mutuelles ne sont pas toujours parfaitement connues.

2.1.4 «Heitischichten»

«Lias» Gillieron, 1885, p. 1488 (Simmental).
«Alternances de marnes et de calcaires marneux (Sinémurien-Pliensbachien?)» Jeannet, 1912/1913, pp. 418–425 (Tour d'Aï).
«Heiti-Lias» Beck, 1919? (Simmental).
«Heiti-Lias (Sinémurien-Domérien)» Nicol, 1956, pp. 170–183 (Simmental).
«Calcaires siliceux et schistes (Sinémurien)» Badoux & Mercanton, 1962, pp. 149–154 (Chablais oriental, zone interne).
«Sinémurien-Pliensbachien schisto-siliceux, l_{2-4}» Badoux, 1965, feuille Montreux, 1:25.000 (Tour d'Aï).
«Lias inférieur siliceux» Badoux et al., 1965, feuille Thonon-Châtel, 1:50.000 (Bise-Pelluaz).
«Heiti-Lias (Sinémurien à Bajocien)» Thury, 1973 pp. 15–17 (Simmental).
«Heiti-Schichten» (Sinémurien-Aalénien/Bajocien)» Furrer, 1977, pp. 96–97 (Simmental).

Ce faciès classique des Préalpes bernoises affleure largement dans la chaîne montagneuse de la rive gauche du Simmental («Heiti-antiklinale») sous la forme d'une épaisse série (200 à 400 m) de calcaires marneux bantés, souvent siliceux, alternant avec des calcschistes et des marnes foncées. On retrouve dans cette unité des niveaux riches en silice (spongolithes), et de rares bancs de calcaire graveleux, échinodermique.
Nicol (1956, p. 70) a étudié ce faciès en détail et a figuré plusieurs microfaciès où dominent largement les débris de spicules (pl. III, fig. 8) associés à des filaments. Dans la partie supérieure de l'unité on trouve des traces de *Cancellophycus* et des Ammonites (Thury, 1973; Furrer, 1977).
Ces couches possèdent en réalité une plus large répartition dans les Préalpes. A la suite de nos observations, nous rattachons à ce faciès les affleurements de calcaires siliceux du mont Chevreuil, sur l'Hongrin (ces affleurements avaient été attribués à un faciès particulier du Séquanien-Kimmeridgien par Twerenbold (1955) d'ailleurs sans argument biostratigraphique valable), ainsi que l'épaisse série monotone de calcaires siliceux et de schistes qui forme le soubassement de la zone anticlinale Chillon (en Chablais) – Tour d'Aï (pl. III, fig. 7). L'âge des «Heitischichten» du Simmental est bien connu: Sinémurien à Aaléno-Bajocien. En Chablais et dans les Préalpes romandes l'âge reconnu ne dépasse pas le Sinémurien (Badoux & Mercanton, 1962, p. 149) ou le Pliensbachien (Jeannet, 1912, p. 418), à la suite d'intenses érosions post-liasiques.

Du point de vue lithologique les «Heitischichten» rappellent fortement certains niveaux de la F. du Staldengraben ou de la F. des Brasses. Pourtant il faut noter que:

- les subdivisions en unités de la F. du Staldengraben ne se retrouvent pas dans les Heitischichten, qui montrent en général un faciès plus siliceux.
- le faciès de la F. des Brasses est généralement plus massif (moins riche en schistes) que les «Heitischichten».

- la masse principale des «Heitischichten» est pratiquement séparée, dans le temps et dans l'espace, de la F. du Staldengraben. Elle est aussi séparée géographiquement de la F. des Brasses, mais presque du même âge que cette dernière.

Ainsi nous préférons séparer lithologiquement les «Heitischichten» de ces deux formations. L'étude des «Heitischichten» est à reprendre dans le cadre d'une étude du Lias des Médianes, et il serait prématuré de proposer un terme formel pour les désigner.
Par contre du point de vue milieu de dépôt il est évident que ces couches, ainsi que les 3 formations définies ci-dessus, appartiennent à un même environnement sédimentaire, c'est pourquoi nous proposons de les rassembler sous la dénomination informelle générale: «série compréhensive marno-siliceuse».

2.2 Domaine intermédiaire

2.2.1 Formation du Château d'Oche

«Grès et conglomérats néocomiens? à charbons, Eocrétacé ou Mésocrétacé» Peterhans, 1926, p.227 (Château d'Oche, Neuteu, Chablais).
«Dogger à Mytilus, niveaux I, II et III» Chamot, 1961, p.37 (Château d'Oche, Neuteu).
«Couches à Mytilus, niveaux I et II» Badoux & Mercanton, 1962, p.160 (Château d'Oche).

Origine du nom: Le Roc du Château d'Oche est un sommet (2193 m) situé au N du village de Darbon, en Chablais oriental (Haute-Savoie, France).

Situation de la coupe type: Dans un couloir escarpé de la paroi orientale du Roc du Château d'Oche, 200 m au N du col de Planchamp. Coordonnées françaises: 939,60/159,40/altitude 2010 m. Feuille Thonon-les-Bains no 8, 1:20.000.

Description générale
- *Morphologie:* Cette formation se marque par une dépression au pied de la paroi de Malm.
- *Lithologie et paléontologie:* La F. du Château d'Oche se subdivise en deux unités lithologiques, de bas en haut:
  1. *L'unité conglomératique à charbon,* qui consiste en une alternance irrégulière de niveaux conglomératiques à éléments siliceux (spongolithes) arrondis pris dans une matrice (parfois absente) schisto-charbonneuse, et de schistes foncés gréso-charbonneux (pl.IV, fig.1–4).
  2. *L'unité marneuse* de couleur brun clair, composée de niveaux schisteux et de bancs de calcaire marneux lumachellique (à coquilles blanches) gréseux.

Les limites, inférieure et supérieure, de la formation sont nettement tranchées: le conglomérat transgresse sur l'unité oolithique de la Formation de Sommant («Malm graveleux» auct.). Au sommet l'unité marneuse est ravinée par la base du «vrai» Malm (niveaux à Protoglobigérines de l'Oxfordien probable).
- *Microfaciès et microfaune:* L'étude des galets siliceux montre qu'il existe deux types de microfaciès: des «packstone» composés de spicules de Spongiaires (canal axial visible) et d'une matrice micritique; les éléments et la matrice sont silicifiés et présentent une couleur brunâtre; d'autre part on distingue des petits galets de quartzite et des grandes plages de quartz, monocristallines, contenant des inclusions diverses (pl.IV, fig.2–4).
  Enfin il faut ajouter qu'à la coupe des Neuteu (Coord.: 940,90/159,65) on reconnaît d'abondants éléments calcaires remaniés, sous forme de galets perforés, provenant de la F. de Sommant sous-jacente. Curieusement la matrice de ce conglomérat transgressif (?) contient d'abondantes particules isolées provenant de cette même formation: oolithes, débris carbonatés (pl.IV, fig.5–6).
  Le microfaciès de l'unités marneuse est un «biodetrital sandy/lime packstone» avec des débris charbonneux. Nous n'avons trouvé aucun microfossile dans ces 2 unités au Château d'Oche. Par contre aux Chalets de Neuteu l'unité conglomératique a fourni une section de «l'amas cellulaire inc. sed.» décrit par Aurouze et al. (1956) et une section de *Nautiloculina?* sp. (éch. Se 1233a)
- *Epaisseur:* Cette formation est peu épaisse: 12 m au Château d'Oche; 5 m environ aux Chalets de Neuteu.

Extension géographique: La F. du Château d'Oche a une répartition très limitée dans les Préalpes. Nous ne l'avons observée que dans le secteur Château d'Oche-Neuteu (Chablais oriental).

Variations latérales: Peu de variations, si ce n'est que l'unité disparaît rapidement lorsqu'on se dirige vers l'W, sur le flanc S du Château d'Oche.

Rapports et différences: Les niveaux de la F. du Château d'Oche ont été signalés par différents auteurs qui ne s'accordent pas sur leur signification lithostratigraphique et leur âge. L'interprétation moderne consiste à y voir des affleurements du faciès des «Couches à Mytilus»[3] (niv. I et II, éventuellement III) totalement isolés du domaine à Mytilus par la zone lacunaire Mt de Chillon – Tour d'aï située au S. Malgré de grandes analogies de faciès, nous tenons à différencier les niveaux du Château d'Oche de la base des «Couches à Mytilus» (Membre de Chavanette), pour les raisons suivantes:
1. Il n'existe aucune relation géographique entre ces deux faciès.
2. Contrairement aux conclusions de Chamot (1961), Badoux & Mercanton (1962), les niveaux du Châ-

[3] Dans cette discussion nous donnons au terme «Couches à Mytilus» sa valeur restreinte, sous le Membre du Col de Cordon. C'est la conception classique (voir fig.7, p.27).



Formation du Château d'Oche, niveau à charbons et argile. Niveaux de calcaire saumâtre et de conglomérats. Flanc occidental du Château d'Oche, sous le calcaire massif du Malm. La formation est attribuée au Callovien, au-dessus des calcaires oolithiques à *Archeosepta* Wernli, datés du Bathonien. C'est un équivalent diachrone de la base de la « Formation des Couches à Mytilus ». Les deux termes sont considérés aujourd'hui comme synonymes. Epaisseur env. 5 m.

Charbons et conglomérat (galets cal. ool. bathoniens et calc siliceux, spiculites du Lias moyen (Couches de Heiti). Couloir oriental du Château (Chamot, 1961



Formation du Château d’Oche, conglomérat et sommet de la **F. de Sommant**. Couloir oriental du Château.



Galets de calcaire oolithique et siliceux, dans la **F. du Château d’Oche**. Dépôts torrentiel dans le marais maritime. Couloir oriental du Château d’Oche.



Tronc fossile dans **la F. du Château d’Oche (découverte et photo de M. J. Rolfo)** à la Haute Pointe, Mieussy, Sommant. Bathonien-Callovien.



Conglomérat de calcaire oolithique, base de la **F. du Château d’Oche** (Callovien), au contact avec la F. de Sommant (Bathonien à *Archaeosepta* Wernli).



Coupes géologiques levées entre le Château d'Oche, les Chalets de Neuteu et l'arête de Chauffe-Floras

Les coordonnées sont indiquées (au crayon) à la base de chaque coupe. Ces figures de logs, à l'échelle et originales, sont tirées directement du carnet de notes. Elles feront l'objet d'une future publication pour servir à la révision de la carte et de la notice de la feuille Thonon-Châtel (1:50.000) du BRGM en France, et de la feuille Chablais valaisan (Montreux) en Suisse.

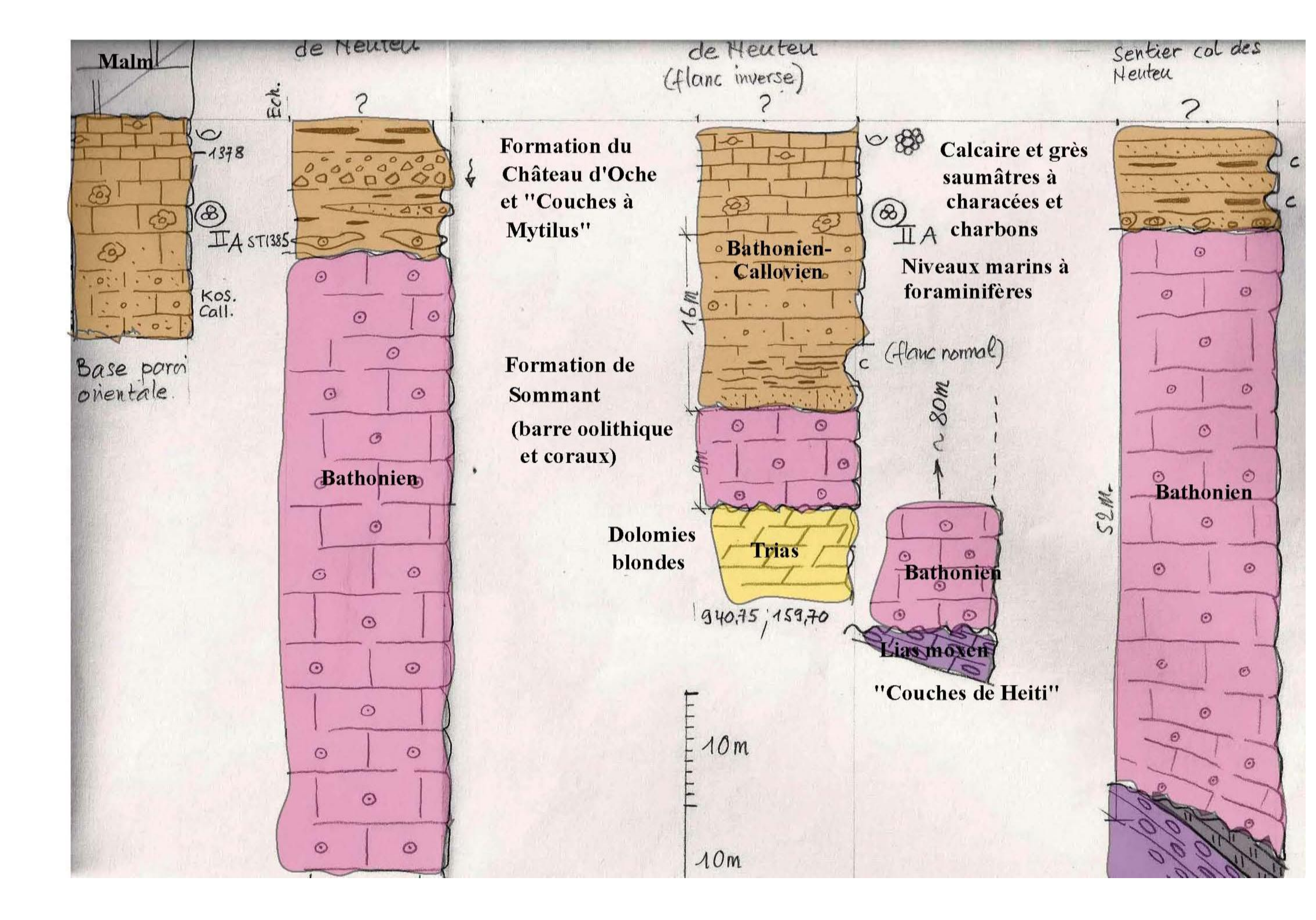


Fig. 1. Coupes géologiques d'Ouest en Est, depuis la paroi orientale du Château d'Oche jusqu'au sentier du col de Neuteu (le long de l'arête des Neuteu, sous les chalets). Discordance angulaire du Lias sous le Dogger avec paléopendage vers le Nord. Éventail de couches en « onlaps » de l'oolithe de la Formation de Sommant (Bathonien).

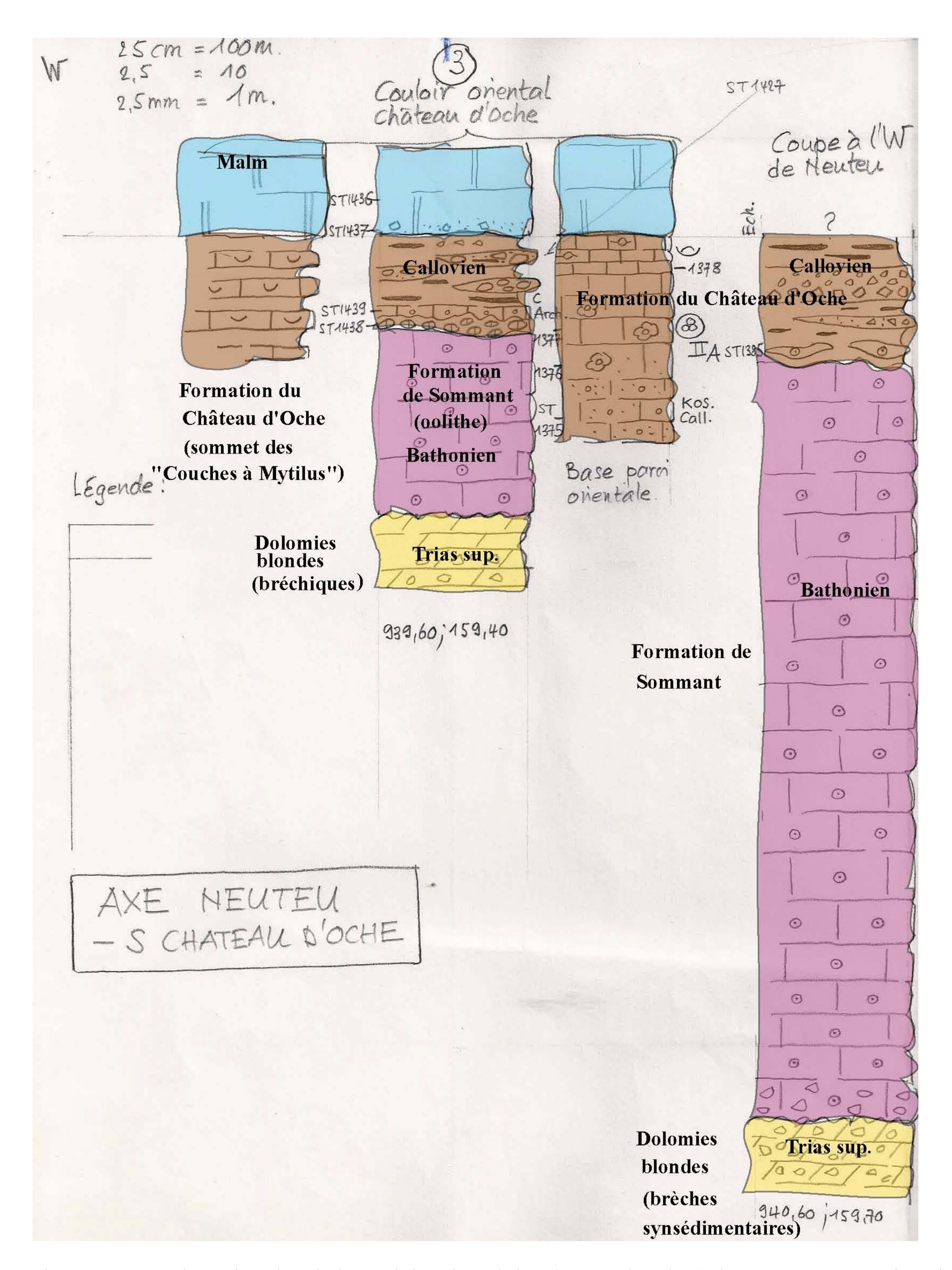


Fig. 2. Même orientation depuis le couloir oriental du Château d'Oche (Chamot, 1961, Septfontaine 1984) D'Ouest en Est. La Formation de Sommant augmente d'épaisseur (elle est réduite à zéro sur le flanc occidental du Château ; biseau à grande échelle sous le Malm).

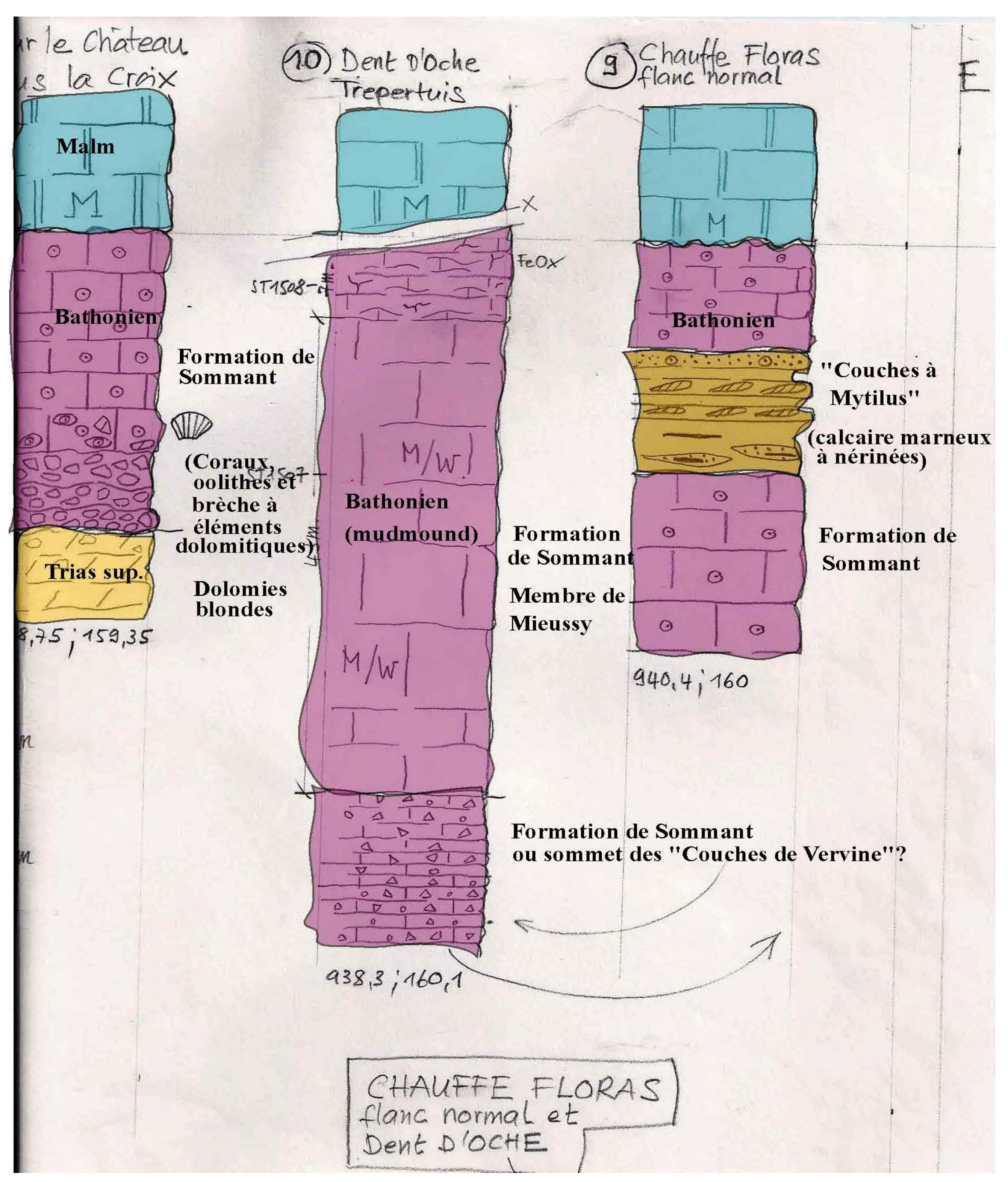
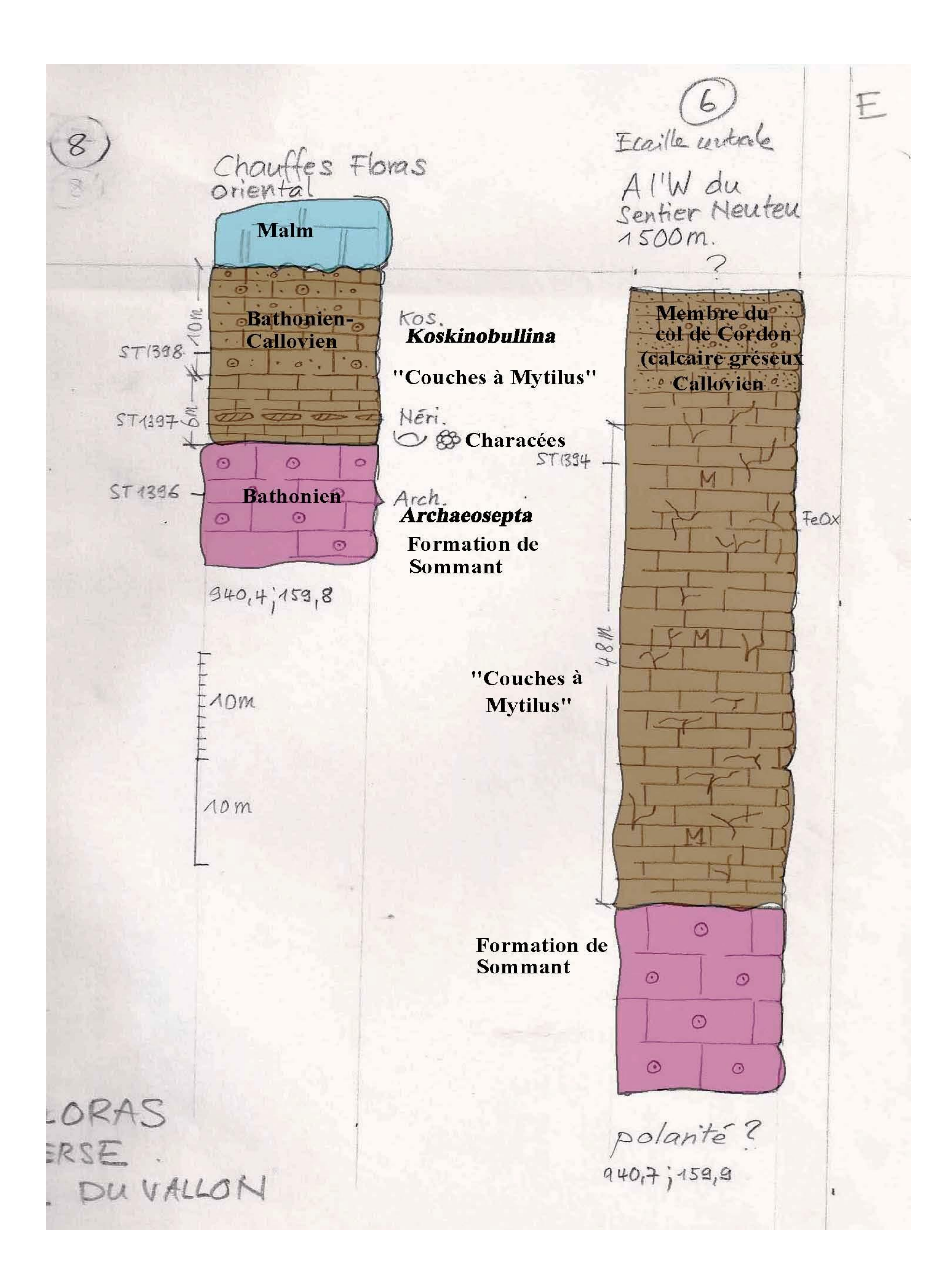
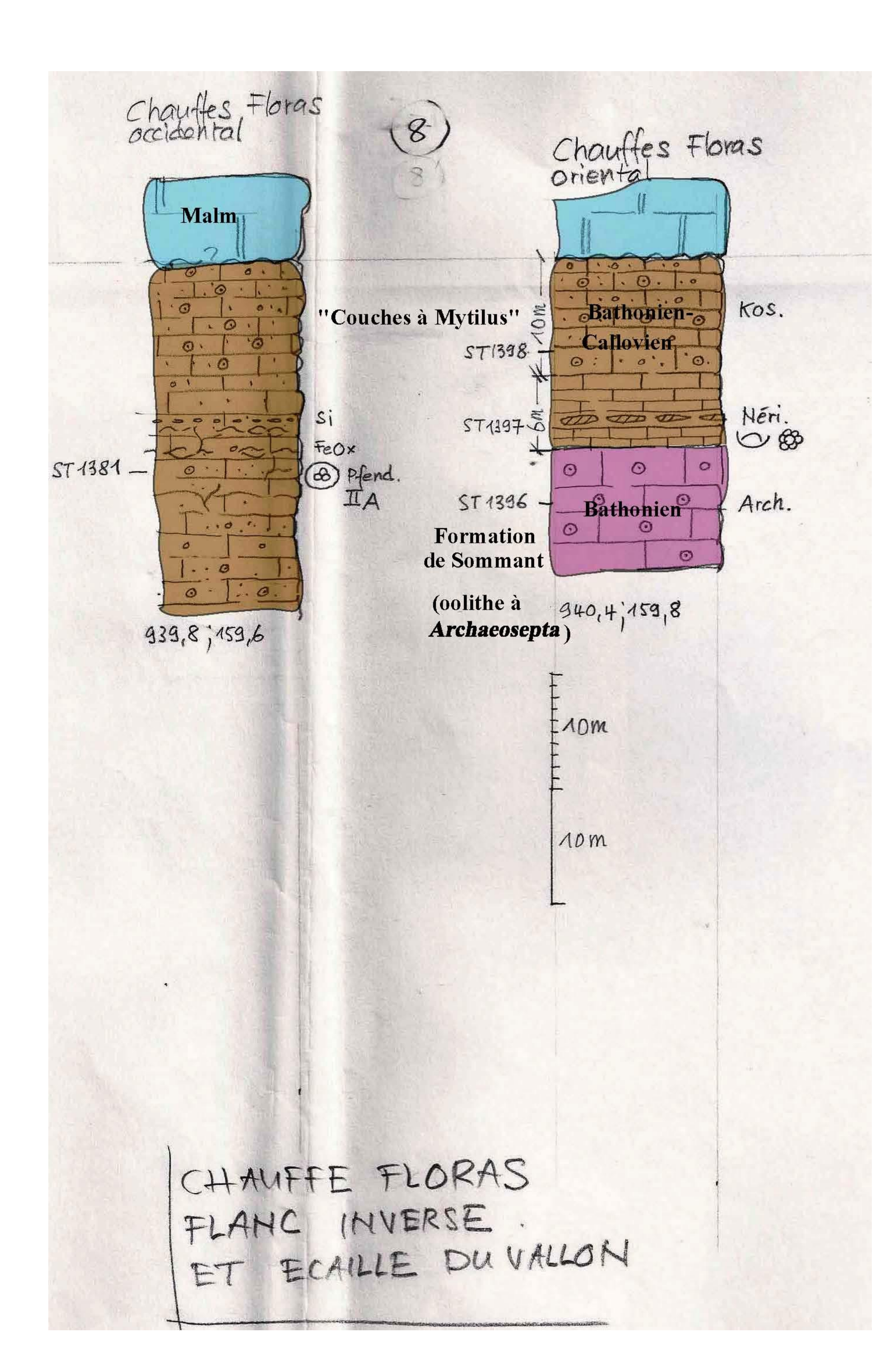


Fig.3-5. La coupe de gauche se situe à proximité de celle de Peterhans 1926 ; les couches sont verticales. La deuxième (no 10) au col de Trepertuis, en position plus distale ; la F. de Sommant est composée d'un sédiment boueux de type « mudmound ». Rappelons que ce corps sédimentaire s'étend au moins sur 50 km, depuis Sommant (SW du Chablais) jusqu'à Roche (Corbeyrier) en Suisse, toujours en position distale, en avant du seuil N-briançonnais, en eau plus profonde (Septfontaine, 1984). Les « Couches à Mytilus » sont intercalées dans l'oolithe à Chauffe-Floras



8
Chauffes Floras oriental
Malm
Bathonien-Callovien
Kos.
Koskinobullina
"Couches à Mytilus"
10m
ST1398
6m
ST1397
Néri.
Characées
ST 1396
Bathonien
Arch.
Archaeosepta
Formation de Sommant
940,4 ; 159,8
10m
10m
6
Ecaille centrale
A l'W du sentier Neuteu 1500m.
?
E
Membre du col de Cordon (calcaire gréseux Callovien
ST1394
M
FeOx
48m
M
"Couches à Mytilus"
M
Formation de Sommant
polarité ?
940,7 ; 159,9
LORAS
ERSE
DU VALLON


Chauffes Floras occidental
8
Chauffes Floras oriental
Malm
"Couches à Mytilus"
Bathonien-Callovien
Kos.
10m
ST1398
ST1397
6m
Néri.
Si
FeOx
ST 1381
Pfend.
IIA
ST 1396
Bathonien
Arch.
Formation de Sommant
(oolithe à *Archaeosepta*)
940,4 ; 159,8
939,8 ; 159,6
10m
10m
CHAUFFE FLORAS
FLANC INVERSE
ET ECAILLE DU VALLON

teau d'Oche ne se trouvent pas au-dessous des calcaires oolithiques de la «base du Malm» (= en réalité l'unité oolithique de la F. de Sommant, datée du Bathonien!) mais bien au-dessus de ces calcaires (fig. 13, p.47). Des galets remaniés et perforés de l'unité oolithique dans le conglomérat de la F. du Château d'Oche en témoignent (pl.IV, fig.5-6). Ainsi cette dernière formation serait probablement d'âge callovien à oxfordien inf. (?), sans relation stratigraphique aucune avec le niv. I des «Couches à Mytilus» (= Membre de Chavanette) que nous considérons comme antérieur au Bajocien supérieur (SEPTFONTAINE, 1978). Il s'agit donc ici d'une convergence de faciès à deux époques différentes. Nous verrons, plus bas dans ce travail, que la F. du Château d'Oche est vraisemblablement liée à une phase paléotectonique positive qui a succédé à la phase de transgression (subsidence) des «Couches à Mytilus» au Bajocien.

3. Le microfaciès de la F. du Château d'Oche est souvent riche en éléments calcaires plus ou moins remaniés. Ce n'est jamais le cas du niveau I des Couches à Mytilus. Les éléments du conglomérat reflètent évidemment le substrat transgressé.
4. L'unité marneuse, qui rappelle les niv. II et III des Couches à Mytilus, ne contient pas la microfaune habituelle à ces niveaux: *Pseudocyclammina maynci* HOTTINGER, *Praekurnubia* sp., *Nautiloculina* sp.

Par contre nous rapprochons l'unité conglomératique à charbon des niveaux conglomératiques à éléments siliceux remaniés décrits par WEISS (1949) et FURRER (1977) à la cluse de Boltigen («niveau der Klus»). Ces niveaux seront discutés plus bas avec le Membre du Col de Cordon.

Age: La F. du Château d'Oche est située entre les niveaux oolithiques de la F. de Sommant (datée du Bathonien grâce à la présence d'*Archaeosepta platierensis* WERNLI, voir SEPTFONTAINE, 1978b) et les niveaux à Protoglobigérines de l'Oxfordien moyen. Nous lui attribuons un âge callovien.

2.2.2 Formation de Sommant

Cette formation se subdivise en deux membres; la liste des termes lithologiques équivalents est donnée avec la description des membres.

Origine du nom: Terme géographique désignant le plateau élevé (1414 m) situé au-dessus de Mieussy entre le massif de la Hte-Pointe et le col de la Ramaz (Haute-Savoie, France). Sommant s'écrit avec un t à la fin selon les cartes topographiques suisses et françaises.

Remarque préliminaire: La F. de Sommant doit être considérée comme une unité compréhensive groupant des faciès variables. Cependant ces faciès ont des points communs qui justifient leur rattachement à une seule formation:

- ce sont des dépôts carbonatés de rebord de plateforme, d'énergie moyenne (milieu protégé) à forte (milieu ouvert) dont la répartition géographique est continue entre les domaines à Cancellophycus et à Mytilus.
- les corps sédimentaires qui constituent cette formation passent latéralement ou verticalement les uns aux autres, d'une manière progressive.
- la F. de Sommant possède une microfaune (SEPTFONTAINE, 1977; FURRER & SEPTFONTAINE, 1977) particulière que l'on retrouve en général dans les différents faciès qui la constituent. De ce point de vue une distinction existe cependant entre les deux membres constituant la formation.

Comme les variations extrêmes de cette formation (entre le SW du Chablais d'une part et le Simmental d'autre part) sont parfois assez marquées, nous avons introduit deux membres pour les caractériser. Ainsi les Membres de Mieussy et de Langel sont des subdivisions géographiques de la F. de Sommant (voir le «Code of stratigraphic nomenclature», 1970, art.7).

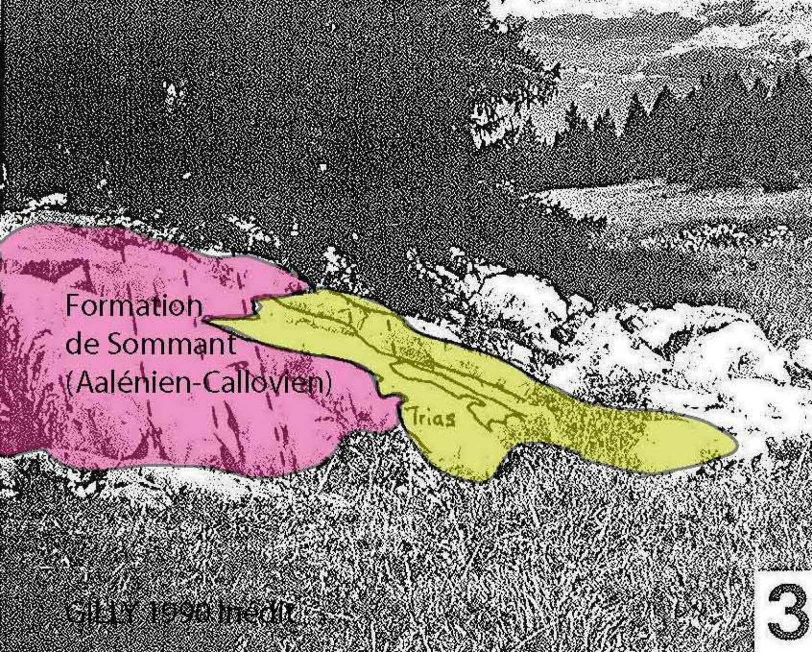
Situation de la coupe type: Le long de la route qui conduit de Mieussy au plateau de Sommant, dans la cluse des Escaliers de Sommant. La coupe débute en amont, au niveau de l'ancienne scierie, à l'entrée du plateau (coordonnées françaises: 925,20/137,55, alt. 1405 m, feuille Samoëns no5, 1:20.000). Pour le cadre géologique (série renversée) voir SEPTFONTAINE (1976). Cette coupe sert également de coupe-type pour le Membre de Mieussy, qui est un faciès fréquent de la F. de Sommant en Chablais.

Description générale

- *Morphologie:* Barre calcaire d'une centaine de m, séparée localement du Malm par les «Couches à Mytilus». Parfois la F. de Sommant se soude au Malm formant ainsi une paroi imposante (Dent d'Oche, Sex de la Sarse). A la cluse de Boltigen l'unité est stratifiée en bancs massifs.
- *Lithologie et paléontologie:* Aux Escaliers de Sommant on peut reconstituer la coupe suivante, de bas en haut stratigraphiquement, malgré quelques accidents tectoniques (fig.5):

  La base de la formation est transgressive sur le Trias supérieur (dolomies). On observe un conglomérat à éléments dolomitiques grossiers dans une matrice calcaire, micritique ou graveleuse. Puis succède une vingtaine de m de calcaires (W/P) en bancs irréguliers avec des passées finement graveleuses, biodétritiques, arrangées en lamina d'orientation variable. Le calcaire a une patine gris-clair, montrant parfois un aspect noduleux, accentué par de nombreux stylolithes riches en oxydes de fer; certains niveaux sont colorés en rose ou brun-rouge. Nous avons observé une lumachelle à Brachiopodes.

  Au-dessus le faciès devient franchement graveleux sur une dizaine de m. Les éléments sont des oolithes


Formation
de Sommant
(Aalénien-Callovien)
Trias
GILLY 1990 inédit
3

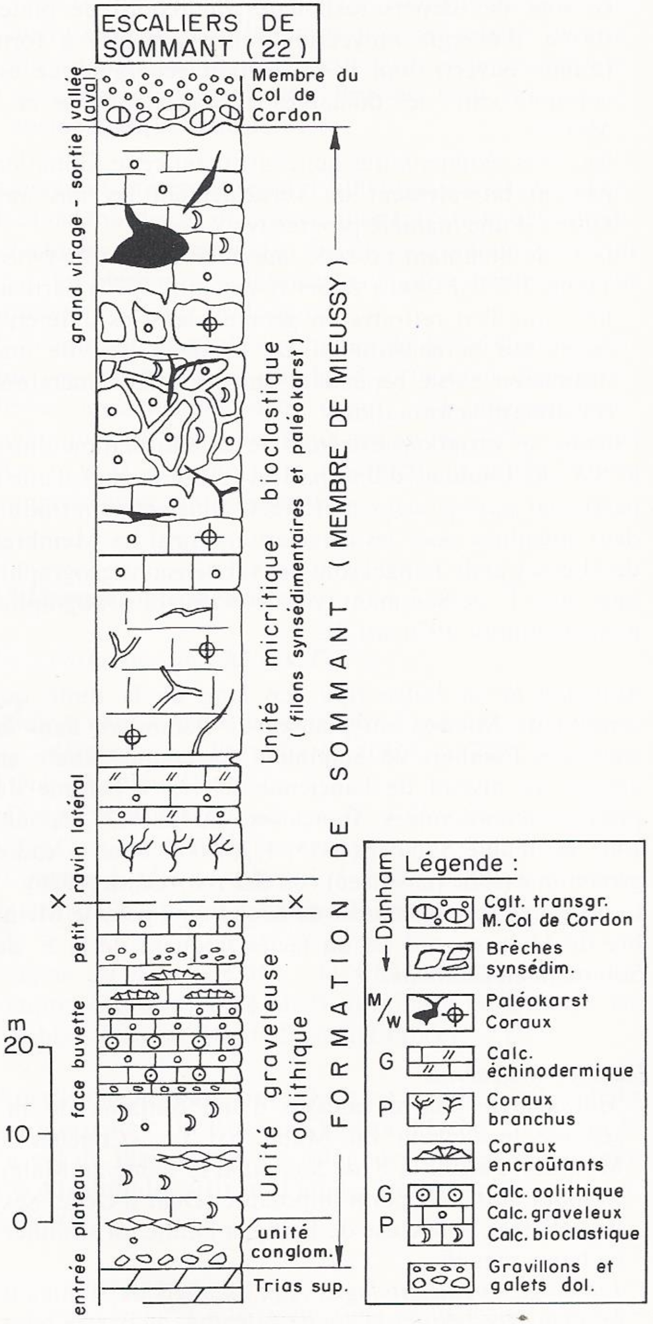


Fig. 5.
Log schématique de la coupe type de la Formation de Sommant (Membre de Mieussy) aux Escaliers de Sommant (2bl sur la fig. 1).
Les épaisseurs sont approximatives.
Coupe no 22 de l'annexe, coordonnées françaises: 924,80/137,40.
Description dans le texte.

partiellement oncolithisées et des bioclastes, ainsi que de rares gravillons dolomitiques.
Ensuite on observe sur 10 m une succession de gros bancs épais, graveleux et biodétritiques contenant de gros Coraux en plaques. Les niveaux à gravillons dolomitiques sont fréquents. La coupe est interrompue par une faille qui produit une nette dépression dans la morphologie.

La série continue, de l'autre côté de la faille, par un banc très épais (5 m), de calcaire fin (M/W) contenant de nombreux Polypiers branchus de grande taille. Puis succèdent, sur 5 m environ, des calcaires graveleux, échinodermiques (P).
Au-dessus le calcaire est de nouveau plus fin (M/W) sur 20 m, de couleur rosée avec des Coraux. On note la présence de paléofissures d'origine karstique (paléokarst) remplies d'un ciment grossier, vadose, ou de sédiment fin, varvé, coloré en brun. Certains filons sont vraisemblablement des dykes neptuniens (pl. IV, fig. 8, pl. V, fig. 2–3).
Puis sur 60 m (couches horizontales, renversées) on entre dans une zone spectaculaire de brèches intraformationnelles paléokarstiques, avec des conduits (filons, poches, etc.) remplis d'argile rouge ou de sédiment graveleux. Les parois des conduits sont tapissées par un ciment de calcite d'origine vadose. Les phénomènes paléokarstiques (pl. V, fig. 4–7) ont été partiellement décrits par Baud, Masson & Septfontaine, 1977. Une étude est en cours à ce sujet.
Le calcaire des parois est fin, coloré en rouge, avec des structures variées. Des niveaux graveleux à Coraux sont parfois présents (pl. IV, fig. 7).
Nous avons retrouvé ces structures, d'origine paléokarstique, dans la F. de Sommant (Membre de Mieussy, unité micritique bioclastique) à proximité de Roche (Vaud, Suisse), affleurant aux anciennes carrières de la George (Marbre de la George).
Aux Escaliers de Sommant la limite supérieure de la formation est fixée au contact transgressif (conglomérat de base) du Membre du Col de Cordon sur la F. de Sommant.

- *Microfaciès et microfaune:* On observe les microfaciès suivants:
  1. «Oolithic/bioclastic lime G»; les oolithes montrent très souvent des Foraminifères (Nubéculaires, arénacés) inclus dans les cortex.
  2. «Bioclastic/echinodermic lime P/W» (pl. IV, fig. 8, pl. V, fig. 1).

Dans ces deux cas on observe souvent des lithoclasts provenant du Trias. Il faut souligner l'absence presque totale, dans la F. de Sommant, de tout élément détritique terrigène, quartz ou mica, ceci sur l'ensemble des Préalpes. Certains Foraminifères sont caractéristiques de la F. de Sommant. Il s'agit de: *Protopeneroplis striata* Weynschenk, *Archaeosepta platierensis* Wernli (dès le Chablais oriental), *Trocholina* sp. 1 (petite forme à piliers).
On rencontre également: *Haplophragmoïdes* sp. nov., *Bullopora tuberculata* (Sollas), *Lenticulina* sp., Nubéculaires, petits arénacés; ces formes sont aussi présentes dans d'autres formations.
Enfin les Bryozoaires, les Ostracodes et les spicules sphériques sont fréquents.
Nous verrons plus bas que le Membre de Langel possède un microfaciès et une microfaune qui lui sont propres, en plus des microrganismes décrits ci-dessus.

Le **« mudmound »** de Sommant (Haute-Savoie, France)

Ce corps sédimentaire original (et pratiquement unique dans le Jurassique des Alpes) est connu classiquement dans le Paléozoïque (Carbonifère de Belgique, États-Unis, etc.). **Une étude de Christophe Gilly en 1990 (diplôme non publié de l'Université de Genève, dirigé par le prof. Eric Davaud et le Dr Michel Septfontaine)** a montré qu'il s'agissait bien d'un authentique « mudmound » analogue aux « constructions » boueuses décrites en Belgique. Une action bactérienne est prépondérante dans la synthèse de la boue calcaire (voir photos Gilly, 1990). On y trouve aussi de nombreux coraux solitaires, des crinoïdes, des foraminifères (dont *Protopeneroplis* et *Archaeosepta* du Bathonien). À Sommant, cette structure sédimentaire profonde, distale (sous plusieurs dizaines de mètres d'eau, voire une centaine ?) transgresse sur des niveaux oolithiques de plate-forme externe et est souvent associée à des prairies à crinoïdes.

Au cours du Callovo-Oxfordien, le « mudmound » émerge et est profondément karstifié. Septfontaine (1984, pl.V, fig.4) a photographié un conduit métrique à l'intérieur de la F. de Sommant, rempli d'un sédiment rouge gréseux, qui n'est plus visible de nos jours.

Septfontaine (1984, 1995) a montré que cette structure sédimentaire (nommée Formation de Sommant / Membre de Mieussy en 1984) unique dans les Alpes s'étendait sur plus de 50 km, de Sommant à Roche /Corbeyrier en passant par la Dt d'Oche.

Ci-dessous, deux sections polies montrant la complexité de l'histoire du « mudmound » résumée dans le diplôme de Gilly (1990). On notera la présence de laminations (dépôts périodiques), et de multiples structures ouvertes de type « stromatactis » géodes etc. avec remplissages marins multiples. Ces microstructures sont liées à des mouvements d'origine tectonique affectant le seuil N-Briançonnais instable. Photos de Septfontaine 1980 prises dans le torrent de Sommant/Mieussy, avant l'entrée dans le vallon.





- *Epaisseur:* Dans le massif de la Hte-Pointe la puissance de cette unité varie de 180 m (Geblu) à quelques dizaines de m. (Hte-Pointe, Pte d'Orchez). A la Dent d'Oche: plus d'une centaine de m; au Sex de la Sarse: 250 m. Enfin à Boltigen (Membre de Langel): 170 m.

Extension géographique: La F. de Sommant est régulièrement répartie au front NW de la plate-forme briançonnaise entre l'Arve et le lac de Thoune. Ce secteur comprend, du SW au NE: le massif de la Hte-Pointe, le Château et la Dent d'Oche, le massif de la Chaumény (sauf flanc N), le Sex de la Sarse (et région de Roche), Planachaux, la cluse de Boltigen, le Stockenflue, le Solhorn.

Variations latérales: A la Haute-Pointe ce sont les unités conglomératique, graveleuse-oolithique (base de la formation) et micritique bioclastique (sommet de la formation) qui dominent. Ces unités définissent le Membre de Mieussy.
Au Château d'Oche, l'unité oolithique du Membre de Langel (pl. VI, fig. 3) prend de l'importance; ce faciès est toutefois relayé au N (Dent d'Oche) par le Membre de Mieussy, comprenant à la base l'unité graveleuse-oolithique et au sommet l'unité micritique bioclastique, comme à Sommant.
Au Sex de la Sarse et à Planachaux c'est essentiellement l'unité oncolithique du Membre de Langel qui est présente, avec des niveaux graveleux, biodétritiques (Coraux) à la base («Callovien» de JEANNET, 1918). Dans un secteur plus externe (carrière de la George, près de Roche) on retrouve les unités coralligènes du Membre de Mieussy, avec de nombreuses structures de paléokarst.
Enfin à la cluse de Boltigen le Membre de Langel est typiquement développé; on observe l'unité oolithique à la base, passant graduellement à l'unité oncolithique au sommet, riche en gros Foraminifères (pl. VI, fig. 1-2).

Rapports et différences: La F. de Sommant, malgré une grande variabilité de faciès, est une unité lithologique bien différenciée des autres unités du Jurassique préalpin. L'étude du microfaciès est cependant indispensable pour identifier certains niveaux de la formation qui rappellent le Malm (unité des calcaires sublithographiques) ou le faciès graveleux du Membre du Col de Cordon.

Age: La F. de Sommant est fortement diachrone sur le territoire étudié. A Sommant la base de l'unité est bien datée par une Ammonite de l'Aalénien sup. (And. LOMBARD, 1940, p. 80); à Geblu le sommet de l'unité passe progressivement (?) au faciès Argovien, ce qui daterait la partie sommitale de la F. de Sommant du Callovo-Oxfordien. Par contre à la Hte-Pointe et à la Pte d'Orchez l'âge de la formation serait limité à l'Aaléno-Bajocien.
Au Château d'Oche l'âge de l'unité oolithique est Bathonien, sur la base de la présence d'*Archaeosepta platierensis* WERNLI (SEPTFONTAINE, 1978).
Au Sex de la Sarse la base de la F. de Sommant est postérieure au Bajocien moyen, d'après les Ammonites (GROSS, 1965, p. 757). Nous avons retrouvé *A. platierensis* au sommet de l'unité, directement sous le niveau de ravinement du Malm. A Planachaux les niveaux contenant ce Foraminifère sont datés du Bathonien (FAVRE, 1952).
A Langel l'unité oolithique serait bajocienne sup. (?); le calcaire oncolithique lui est bien daté du Bathonien (FURRER, 1977; FURRER & SEPTFONTAINE, 1977).

En résumé:

Massif de la Hte-Pointe:	Aalénien sup.(?) - Callovo-Oxfordien(?) (Geblu)
	Aalénien sup.-Bajocien(?) (Hte-Pointe)
	Aalénien sup.(?)-Bajocien(?) (Pte d'Orchez)
Château d'Oche:	Bajocien(?)-Bathonien
Planachaux:	Bathonien
Langel:	Bajocien sup.(?)-Bathonien sup.

2.2.2.1 Membre de Mieussy

«Malm, marbre de la George, marbre coloré de la Truchefardel» termes utilisés par les anciens géologues, cf. liste bibl. in JEANNET, 1918, p. 544 (carrière de Roche, La George/Roche).
«Calcaires à Polypiers silicifiés (Callovien)» JEANNET, 1918, pp. 476-477 (Sex de la Sarse).
«Malm coralligène» PETERHANS, 1926, pp. 289-291, p. 310 (Haute-Pointe, Dent d'Oche).
«Lias incomplet, Lias supérieur» And. LOMBARD, 1940, pp. 74-82 (Haute-Pointe).
«Koralligene Malmkalk» WEISS, 1949, p. 269 (Roche).
«Couches de Vervine p.p., Malm (Argovien, Séquanien)» BADOUX & MERCANTON, 1962, pp. 159-160 (Dent d'Oche).
«Callovien?» GROSS, 1965, p. 781 (Sarse).

Origine du nom: Le village de Mieussy (Hte-Savoie, France) est situé dans le SW du Chablais, sur la N 507 de Genève à Taninges, à proximité de la chaîne de la Hte-Pointe et du plateau de Sommant.

Situation de la coupe type: Escaliers de Sommant (voir la description de la F. de Sommant).

Remarque: Une bonne coupe du M. de Mieussy est aussi visible à proximité des granges de Geblu, à 2,2 km au S des Escaliers de Sommant. Coordonnées: 924,50; 135,20/ altitude 1300 m. Dans cette coupe l'unité micritique bioclastique surmonte également l'unité graveleuse-oolithique.
Pour d'autres détails se référer à la description de la F. de Sommant.

2.2.2.2 Membre de Langel

«Malm p.p.» JEANNET, 1918, pp. 476–477 (Sex de la Sarse).
«Dogger oolithique» PETERHANS, 1926, pp. 225–228 (Dent d'Oche, Château d'Oche, Sex de la Sarse, Stockhorn).
«Oolith, organogene Kalke (Bathonien-Callovien)» WEISS, 1949, p. 208 (Boltigen).
«Dogger intermédiaire (Bathonien)» FAVRE, 1952, p. 69 (Planachaux).
«Kalkriff der Leuenfluh» NICOL, 1956, pp. 190–195 (Stockhorn).
«Calcaire oolithique du Malm» CHAMOT, 1961, p. 45 (Château d'Oche-Neuteu).
«Couches de Vervine p.p., Malm (Argovien-Séquanien)» BADOUX, 1962 p. 16; BADOUX & MERCANTON, 1962, pp. 159–160 (Dent d'Oche, Château d'Oche).
«Séquanien?» GROSS, 1965, p. 781 (Sex de la Sarse).
«Couches de Langel p.p.» FURRER, 1977, p. 48; FURRER & SEPTFONTAINE 1977, p. 718 (Boltigen).
C'est un faciès de la F. de Sommant dans le Chablais oriental (Château d'Oche) et les Préalpes suisses.

Origine du nom: Flanc SE du massif de la Rockschwartenflue situé au NW de la Chemiflue, entre les points 1912.8 m et 1944.3 m (cluse de Boltigen, Préalpes bernoises, Suisse).

Situation de la coupe type: La coupe débute à la base et au milieu du cirque rocheux situé entre les chalets de Chlus (1125,2 m) et Uf Egg (1664 m), soit au fond de la cluse de Boltigen. Elle se poursuit sur le flanc ESE de ce cirque. Coordonnées suisses: 592,87/164,80, alt.: 1280 m. Feuille Boltigen 1226, 1:25.000.

Description générale: Le Membre de Langel se subdivise, dans la localité type, en unité oolithique à la base et en unité oncolithique au sommet. Une étude de ces niveaux a déjà été présentée par WEISS (1949), FURRER (1977), FURRER & SEPTFONTAINE (1977).

- *Morphologie:* Barre calcaire massive parfois très difficile à distinguer des calcaires du Jurassique supérieur (Sex de la Sarse (pl. V, fig. 8)), parfois en bancs épais, régulièrement stratifiés (Langel).
- *Lithologie et paléontologie:* L'unité oolithique se compose d'une succession de bancs (épaisseur 0,2 à 0,6 m) de calcaire oolithique homogène, sans structures particulières. La limite inférieure est recouverte par l'éboulis; on peut cependant supposer que les niveaux oolithiques reposent sur les schistes du «Heiti-Lias» (FURRER, 1977). La partie supérieure de l'unité passe progressivement aux calcaires micritiques oncolithiques (fig. 21, p. 64).
  L'unité oncolithique se compose d'une succession de bancs massifs (0,5 à 3 m) de calcaire foncé, parfois riche en matière organique (fétide), graveleux, présentant toujours une matrice micritique. Les oncolithes sont fréquentes, parfois très abondantes et de grande taille (centimétriques). Les éléments (débris de fossiles, pellets, etc.) sont mal classés. On retrouve quelques rares passées oolithiques. La partie supérieure de l'unité oncolithique passe progressivement (par adjonction de quartz détritique) aux calcaires gréseux et aux grès conglomératiques du Membre du Col de Cordon («niveau der Klus», WEISS, 1949).
  Les macrofossiles sont rares. On observe des sections de Mollusques (Gastéropodes, Bivalves) et de Brachiopodes. FURRER (1977) signale un niveau à Rhynchonelles dans la partie supérieure de l'unité.
- *Microfaciès et microfaune:* Les niveaux oolithiques sont des «oolithic lime G» (oosparite) composés uniquement d'oolithes de 400 à 600 μ de diamètre, bien classées. Les oolithes sont souvent micritisées; leur noyau est composé de bioclastes (Gastéropodes, Echinodermes, Bryozoaires, Foraminifères) (pl. VI, fig. 3).
  Le microfaciès le plus commun de l'unité oncolithique est un «pelletoïdal/oncolithic lime P» (pelmicrite) riche en Foraminifères et bioclastes (pl. VI, fig. 1–2). Les derniers bancs de l'unité contiennent du quartz détritique, et sont très riches en Foraminifères (FURRER & SEPTFONTAINE, 1977): *Orbitammina (= Meyendorffina) elliptica* (d'ARCHIAC) forme A, *Kilianina blancheti* PFENDER, *Alzonella cuvillieri* BERNIER & NEUMANN, *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE, *Mesoendothyra croatica* GUŠIĆ, *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *«Lituonella» mesojurassica* MAYNC, *Archaeosepta platierensis* WERNLI, etc. Cet assemblage du Bathonien supérieur est limité aux derniers 20 m de l'unité; il disparaît dès les premiers niveaux du Membre du Col de Cordon.
- *Epaisseur:* Unité oolithique: environ 50 m.
  Unité oncolithique: 120 m.

Extension géographique: L'unité oolithique a été observée en Chablais oriental (Château d'Oche, chalets de Neuteu) et, d'une manière épisodique, dans les Préalpes suisses: Planachaux, Langel, Stockenflue, Stockhorn (FURRER, 1977). Il faut noter que souvent les oolithes sont partiellement oncolithisées et la distinction entre ces deux types de particules devient alors problématique.
L'unité oncolithique du Membre de Langel est absente des Préalpes du Chablais. On la trouve à partir des Préalpes vaudoises (Sex de la Sarse) seulement, puis dans les Préalpes bernoises (axe Langel-Solhorn et Stockenflue).

Variations latérales: L'unité oolithique, bien définie en Chablais oriental et dans les Préalpes bernoises, peut être représentée dans d'autres localités par des passées oolithiques plus ou moins mélangées à des bioclastes. Les oolithes sont souvent encroûtées par des Algues et des Foraminifères. Il y a passage progressif à un faciès oncolithique; ainsi les deux «pôles» oolithe-oncolithe sont réunis dans un même microfaciès (Sex de la Sarse, Malatraix, Planachaux, Schopfenspitz, etc.).

L'unité oncolithique montre aussi des variations. Au Sex de la Sarse le microfaciès voisin de celui de Langel (les oncolithes sont cependant moins développées) ne contient pas la microfaune caractéristique décrite à Boltigen (Furrer & Septfontaine, 1977). A ceci deux explications possibles:

1. les niveaux à Foraminifères ont existé au sommet de l'unité mais ont été érodés à la suite de mouvements paléotectoniques.
2. le milieu ne convenait pas au développement de ces microrganismes à l'exception toutefois d'*Archaeosepta platierensis* Wernli et *Mesoendothyra croatica* Gušić.

Nous pensons que ces deux hypothèses ont joué un rôle dans la variation apparente du biofaciès. Le contact du Malm sur la F. de Sommant est souligné par une surface d'érosion au Sex de la Sarse, ce qui milite cependant plutôt en faveur de la première hypothèse.
Dans les Préalpes bernoises, 1,3 km au SW de la localité type on retrouve un bel affleurement de l'unité oncolithique (fig. 21, p. 64), à la Rotenflue (coordonnées: 592,00/164,25, alt. 1640 m). Cet affleurement nous a montré que le calcaire oncolithique pouvait alterner avec des lentilles gréseuses de 10 à 20 m d'épaisseur (appartenant au Membre du Col de Cordon) riches en *Bauneia* sp. Vers le sommet de l'unité entre deux lentilles gréseuses, nous avons observé un niveau lumachellique contenant des Mollusques (Nérinées, etc.), des Coraux et des passées charbonneuses. Au-dessus on retrouve une épaisse série gréseuse à stratification oblique avec *Bauneia* sp. et des niveaux conglomératiques («niveau der Klus» Weiss, 1949).

Rapports et différences: Le Membre de Langel se distingue du Membre de Mieussy par ses niveaux oolithiques et oncolithiques, ainsi que par l'absence presque totale de lithoclastes (gravillons dolomitiques, etc.).
L'unité oncolithique du Membre de Langel montre de grandes analogies avec le calcaire foncé du Membre du Rubli (F. des Couches à Mytilus) et il est certain que le milieu de dépôt de ces 2 unités devait être presque identique.
Ces unités ont en commun la présence d'oncolithes souvent abondantes dans un faciès vaseux (micritique), fétide, riche en gros Foraminifères. Pourtant nous avons noté les différences suivantes:

- l'unité oncolithique du M. de Langel montre essentiellement un microfaciès de type «packstone», riche en pellets, bioclastes, oncolithes, etc. alors que le calcaire foncé du M. du Rubli est surtout de type «mudstone/wackestone»;
- dans le premier cas les oncolithes sont souvent régulières formant parfois des bancs à oncolithes jointifs («packstone» à oncolithes); dans le deuxième cas les oncolithes sont moins abondantes, irrégulières, dispersées dans la masse micritique;
- dans le premier cas la microfaune de Foraminifères se compose des formes déjà décrites ci-dessus (*Kilianina, Orbitammina, Alzonella,* etc.); dans le deuxième cas les Foraminifères sont représentés par des genres totalement différents (*Pfenderina, Chablaisia, Valvulina, Praekurnubia,* etc.). L'étude de niveaux de passage a permis de montrer le synchronisme de ces 2 faciès incompatibles du point de vue paléoécologique;
- dans le premier cas les niveaux oolithiques associés sont fréquents; dans le deuxième cas de tels niveaux sont absents.

En conclusion, nous considérons qu'il existe un passage lithologique progressif entre les unités du Membre de Langel et celles du Membre du Rubli. Ainsi les affleurements de la Formation des Couches à Mytilus du Holzerhorn montrent déjà des affinités avec le Membre de Langel et le Membre du Col de Cordon que l'on peut observer plus au N dans la cluse de Boltigen, et à la Rotenflue.

Age: Bajocien sup.(?) – Bathonien sup.

2.3 Domaine à Mytilus

2.3.1 Formation des Couches à Mytilus

Cette formation se subdivise en 3 membres; la liste des termes lithologiques équivalents est donnée avec la description des membres.

Remarque préliminaire:
On peut trouver une liste bibliographique exhaustive des anciens travaux traitant des «Couches à Mytilus» chez de Loriol & Schardt (1883), Gillieron (1886), Jeannet (1918) et Renz (1935).
Une discussion et un historique concernant diverses conceptions litho- et chronostratigraphiques des «Couches à Mytilus» ont été présentés récemment par Septfontaine (1978), avec un tableau de corrélation stratigraphique reproduit et modifié (fig. 7). Notre interprétation, basée sur l'utilisation biostratigraphique des Foraminifères et sur l'évolution des unités lithologiques, diffère de la conception classique (voir les listes synonymiques). Nos recherches nous ont conduit à considérer le terme «Couches à Mytilus» dans un sens large, incluant la plupart des unités lithologiques placées par les anciens auteurs à la base du «Malm». C'est ainsi que l'unité du calcaire foncé (= «Niveau à oncolithes», Badoux, 1962) représentant la partie supérieure du Membre du Rubli, et le Membre du Col de Cordon (= «Calcaire graveleux de la base du Malm» auct., etc.) sont considérés comme faisant encore partie du cycle sédimentaire des «Couches à Mytilus», d'après le microfaciès et la microfaune.

Origine du nom: D'après Gillieron (1886, p. 134) le terme de «Couches à Mytilus» aurait été utilisé pour la première fois par Renevier (1868)[4]. Ce terme désignait

[4] En fait Renevier parle de «Calcaire foncé à Mytilus».

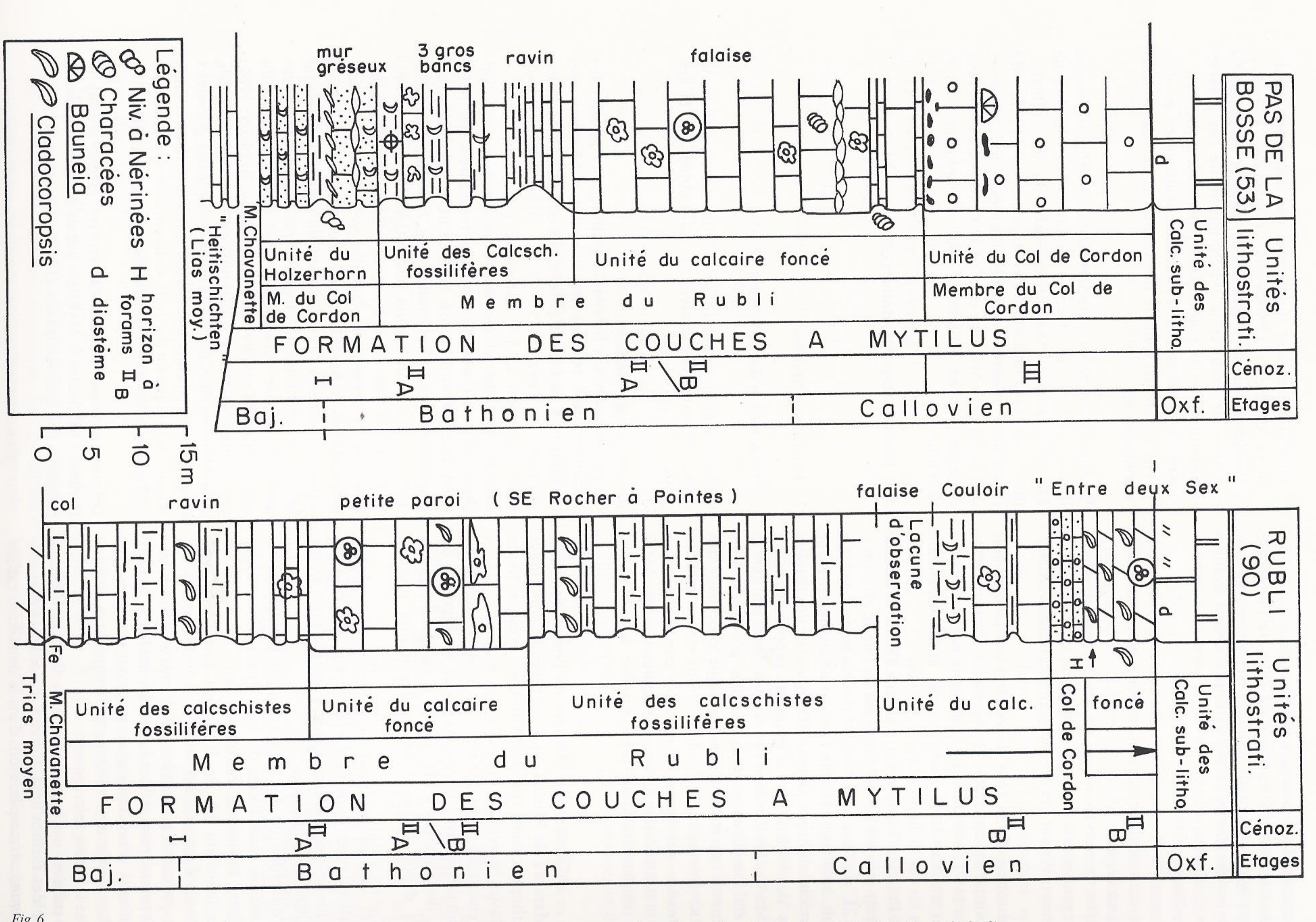


Fig. 6.
Logs schématiques des coupes types de la Formation des Couches à Mytilus au Pas de la Bosse (3a sur la fig. 1) et du Membre du Rubli (3a2 sur la fig. 2).
Coupe du Pas de la Bosse, no 53 de l'annexe, coordonnées françaises: 941,25/157,00.
Coupe du Rocher à Pointes-Rubli, no 90 de l'annexe, coordonnées suisses: 581,87/145,45.
Description dans le texte.

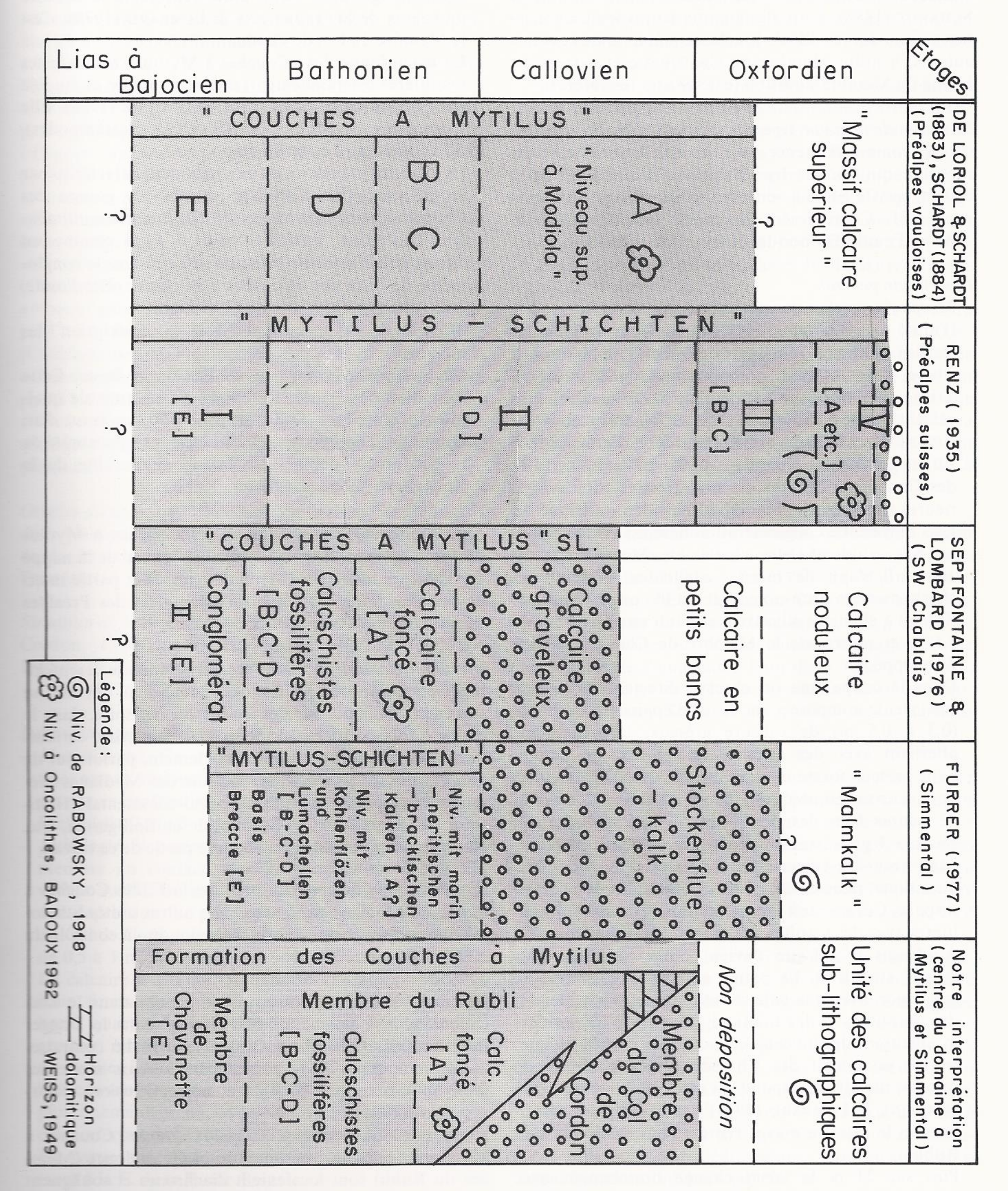


Fig. 7.
Tableau résumant diverses interprétations chronostratigraphiques de la Formation des Couches à Mytilus, représentée en grisé.
Notre interprétation (SEPTFONTAINE, 1978) est basée sur une biozonation établie avec les Foraminifères de plate-forme (Fig. 9 et 10).
Les lettres entre parenthèses-crochets sont les niveaux de DE LORIOL & SCHARDT (1883) qui servent de référence lithostratigraphique dans les diverses interprétations.

les niveaux à charbons et les couches contenant la faune classique de Mollusques, etc. étudiée par DE LORIOL & SCHARDT (1883). Cette désignation correspond, dans les travaux modernes depuis le célèbre mémoire de ces deux auteurs, à notre Membre de Chavanette et à la partie basale du Membre du Rubli (calcschistes fossilifères).

Situation de la coupe type: La coupe du Pas de la Bosse, choisie comme référence, se situe au sommet de l'arête rocheuse qui domine les Chalets de Bise (1506,2 m) à 600 m vers le SE. La série renversée plonge fortement vers le SE. Coordonnées françaises: 157,00/941,28, alt. 1850 m. Feuille Thonon-les-Bains no 8, 1:20.000.

Description générale

- *Morphologie:* La moitié inférieure de la formation (l'unité conglomératique et l'unité des calcschistes fossilifères) forme une dépression dans la topographie, située entre les unités sous-jacentes du Lias ou du Trias et la moitié supérieure de la formation, plus calcaire; cette partie supérieure parfois très massive se confond avec la barre calcaire du Malm (fig. 6, p. 26).
- *Lithologie et paléontologie:* Au Pas de la Bosse la F. des Couches à Mytilus est transgressive (limite inférieure) sur le faciès des «Heitischichten» attribué au Lias moyen. Le conglomérat de base est visible 500 m au SW, au-dessus des chalets de Mens (CHAMOT, 1961). Il s'agit de marnes argileuses, gréseuses et charbonneuses brun-noir, avec un lit conglomératique (0,1 m) à éléments siliceux. Le tout a une épaisseur de 3,5 m et représente le Membre de Chavanette, peu développé ici.
  Dans la coupe type on observe directement la série sus-jacente composée, sur 12 m d'épaisseur, de bancs (0,3 à 0,5 m) de calcaire gréseux, lumachellique, alternant avec des calcschistes gréseux. Le dernier banc gréseux forme un petit mur de 4 m d'épaisseur; à la base (stratigraphique) affleure un petit niveau pétri de petites Nérinées. Puis, sur 17 m d'épaisseur, on observe 3 gros bancs lumachelliques (1 à 2 m) alternant avec des calcschistes. Le calcaire est gris-bleu, micritique, riche en éléments bioclastiques; le quartz a disparu. Ces niveaux représentent les calcschistes fossilifères avec des lentilles de l'unité du Holzerhorn.
  Au-dessus le calcaire devient progressivement plus massif, sur 38 m. La patine est gris-clair, la cassure gris-foncé, avec une pâte sublithographique contenant des oncolithes et des Foraminifères. Dans les derniers m affleurent des niveaux calcschisteux foncés décimétriques contenant des Characées. Cet intervalle de calcaire massif correspond au calcaire foncé de SEPTFONTAINE & LOMBARD (1976); les calcschistes fossilifères et le calcaire massif représentent le Membre du Rubli.
  Puis sur 23 m le faciès change brutalement avec l'apparition de calcaires grossièrement graveleux microconglomératiques (débris dolomitiques silicifiés) à rognons de silex. La limite supérieure est aussi nettement tranchée, au contact du calcaire sublithographique de la base du Malm (niveaux à microncolithes et Protoglobigérines). Cette unité représente le calcaire graveleux de SEPTFONTAINE & LOMBARD (1976); c'est le Membre du Col de Cordon.
  La macrofaune des «Couches à Mytilus» (calcschistes fossilifères essentiellement) est bien connue et étudiée par DE LORIOL & SCHARDT (1883), RENZ (1935). Elle se compose de Mollusques (Bivalves, Gastéropodes), d'Echinodermes et de Brachiopodes.
  Le Calcaire graveleux est généralement caractérisé par la présence d'un Corail(?) rattaché au groupe des Chaetetidés par PETERHANS (1929): *Bauneia multitabulata* DENINGER, parfois considéré aussi comme un Bryozoaire. Ce fossile est aussi présent dans le conglomérat de base des «Couches à Mytilus» (Hte-Pointe, Spillgerten) ou Membre de Chavanette.
- *Microfaciès et microfaune:* voir la description des membres.
- *Epaisseur:* Environ 95 m au Pas de la Bosse. Cette formation peut varier fortement d'épaisseur: de quelques m (bordure S de la zone Chillon-Tour d'aï; Gummfluh, Spillgerten, Dréveneuse; et à proximité de la bordure N de la terre briançonnaise; Pte de la Rovagne) à 130 m (Gastlosen, Rubli).

Extension géographique: La F. des Couches à Mytilus s'étend largement dans le secteur méridional de la nappe des Préalpes médianes (Médianes rigides et partie interne des Plastiques du Chablais oriental et des Préalpes vaudoises).

Variations latérales: D'une manière générale les membres qui composent la F. des Couches à Mytilus se succèdent toujours, sur l'ensemble du territoire, dans le même ordre vertical (fig. 9, p. 37). Toutefois certains d'entre eux peuvent manquer localement, parfois sur de grandes distances. Quelques secteurs des Médianes présentent des particularités de faciès: Simmental (Heitizone de RENZ, 1935); Gummfluh et Spillgerten, etc. Nous y reviendrons dans la seconde partie de ce travail.

Rapports et différences: En principe la F. des Couches à Mytilus est facile à différencier des autres unités lithologiques, sauf au passage Dogger/Malm où un contrôle du microfaciès est nécessaire.

Age: La formation débute probablement dans le Lias (Membre de Chavanette) puis s'étend dans le Dogger jusqu'au Callovien. Elle est absente du Malm contrairement à l'opinion de la plupart des auteurs modernes (voir la discussion à ce sujet et nos conclusions, SEPTFONTAINE, 1978).
Nous avons montré (fig. 20, p. 60) que les Couches à Mytilus à faciès marin, saumâtre et d'eau douce (Membre du Rubli) sont localement diachrones et soulignent une discordance progressive contre le rivage méridional du domaine à Mytilus.
Description des membres de la F. des Couches à Mytilus, de haut en bas stratigraphiquement:

2.3.1.1 Membre du Col de Cordon

«Korallencallovien» Beck & Gerber, 1925, carte Thun-Stockhorn 1:25.000 (Simmental).
«Malm oolithique à Coraux et Bryozoaires silicifiés» Peterhans, 1926, p. 290 (Haute-Pointe).
«Niveau IV p.p. des Mytilus-Schichten» Renz, 1935, p. 156 (Préalpes romandes).
«Dogger supérieur à Mytilus» And. Lombard, 1940, pp. 88–90 (Haute-Pointe).
«Niveau der Klus» Weiss, 1949, p. 209 (Simmental).
«Die oberen Mytilusschichten» Genge, 1958, p. 199 (Seehorn, Spillgerten).
«Calcaire graveleux du Malm» Chamot, 1961, pp. 31–45 (Chablais oriental).
«Niveau graveleux ... base du Malm» Badoux, 1962, pp. 17–24; Badoux & Mercanton, 1962, pp. 162–165 (Chablais oriental, Préalpes valaisannes).
«Calcaire graveleux» Septfontaine & Lombard, 1976, pp. 437–438 (Haute-Pointe).
«Stockenflue-Kalk», base du «Malmkalk» (Holzerhorn); «Langel-Konglomerat» Furrer, 1977, p. 81, fig. 11; p. 58 (Simmental).

Origine du nom: Le Col de Cordon se situe dans le massif de la Haute-Pointe (SW du Chablais), au N de la Pointe de la Rovagne, plateau de Sommant (Haute-Savoie, France).

Situation de la coupe type: Petite falaise au NE du col de Cordon. Coordonnées françaises: 924,85/138,50, alt. 1665 m. Feuille Samoëns no 5, 1:20.000.

Description générale

- *Morphologie:* Ce membre calcaire, massif ou stratifié, forme toujours un relief accusé dans la topographie et se confond souvent avec la base de la paroi de Malm (pl. VI, fig. 5–6).
- *Lithologie et paléontologie:* La limite inférieure du membre au contact avec le Membre du Rubli est visible au NE du col sur la crête (alt. 1750 m), dans une dépression. Le passage est progressif. Le Membre du Col de Cordon est mal stratifié, en bancs irréguliers de 0,5 à 1 m. Aucune figure sédimentaire n'est visible. Le calcaire a une patine blanche et une cassure gris-brun, finement ou grossièrement grenue avec de nombreux quartz détritiques. On distingue un niveau plus grossier, microconglomératique, dans le tiers inférieur de l'unité. Les éléments sont des grains dolomitiques blanc-jaune arrondis. Vers le haut le faciès devient plus finement grenu, avec parfois d'abondants débris échinodermiques. On observe aussi de petits silex.
  La partie supérieure du membre passe progressivement à la F. de la Haute-Pointe.
  La macrofaune comprend le Corail(?) *Bauneia multitabulata* Deninger, associé à *B. chablaisensis* Peterhans, ainsi que plusieurs types morphologiques de Polypiers, tous silicifiés (pl. VI, fig. 7).
- *Microfaciès et microfaune:* Le microfaciès est assez variable, mais c'est surtout un «pelletoidal/oolithic lime G/P» qui prédomine. A la base de l'unité on observe de petites oolithes (100–200 μ) micritisées (Septfontaine, 1976).
  Les niveaux grossiers sont des «lithoclastic/oolithic lime G» riches en débris biodétritiques (Mollusques, Echinodermes, Coraux). Les éléments remaniés proviennent du Trias ou de la F. de Sommant (pl. VI, fig. 8). La microfaune est composée surtout de Foraminifères: *Trocholina* spp. (forme allongée), *Haplophragmoïdes* sp. nov., *Conicospirillina basiliensis* Mohler, *Ophthalmidium* sp., amas cellulaire incertae sedis, Verneuilinidés, etc. C'est le biofaciès III de Septfontaine (1977).
- *Epaisseur:* Au col de Cordon: 13 m. Dans le reste du massif de la Hte-Pointe l'épaisseur varie de 1 à 20 m. Au Pas de la Bosse: 23 m. Dans le Simmental le Membre du Col de Cordon (comprenant l'unité du Holzerhorn et l'unité du Col de Cordon) atteint une épaisseur de 100 m (Holzerhorn). A Langel et à la Stockenflue le «Stockenflue-Kalk» mesure 50 m (Furrer, 1977). Au Seehorn l'épaisseur est de 20 à 40 m.

Extension géographique: Le Membre du Col de Cordon est largement répandu dans les Médianes: on le trouve dans le SW du Chablais (Pte d'Orchez, Haute-Pointe, Grange Chavan, Pte de Balme) en Chablais oriental (mt. Chauffé, Pas de la Bosse, Chevennes, etc.), dans les Préalpes vaudoises et fribourgeoises (l'Hongrin, chaîne Pte d'Aveneyre-Planachaux, Pont de la Tine, Gastlosen, Gummfluh) dans les Préalpes bernoises (cluse de Boltigen, Holzerhorn, Solhorn, etc.), ainsi qu'au Seehorn (Spillgerten).

Variations latérales: Ce membre est variable d'un secteur à l'autre de la nappe; il peut aussi passer latéralement au M. du Rubli ou à la F. de Sommant. Il se présente:

- Comme une barre massive de calcaire gréseux, sans stratification apparente ni structures sédimentaires, qui surmonte le M. du Rubli (domaine à Mytilus: SW du Chablais, Pas de la Bosse, Holzerhorn, etc.); c'est l'unité du Col de Cordon.
- Comme une succession de bancs (ou de barres) gréseux inclus en lentilles dans le M. du Rubli ou dans le M. de Langel (F. de Sommant) avec des figures sédimentaires: stratification oblique, entrecroisée, etc. (pl. VII, fig. 2). Dans certaines localités ces niveaux peuvent aussi former une épaisse barre gréseuse qui surmonte le M. du Rubli ou le M. de Langel (Seehorn, Rotenflue, Langel). Cette barre se distingue de l'unité du Col de Cordon par son caractère gréseux et l'abondance des structures sédimentaires (stratification oblique, linéations, «dykes» sableux, etc.).
  C'est l'unité du Holzerhorn (= «Stockenflue-Kalk», Furrer, 1977).
- Comme un conglomérat à ciment gréseux et éléments siliceux arrondis (spongolithes d'origine liasique) qui

souligne localement la base de l'unité du Holzerhorn, sur une épaisseur de 10 à 20 m. (Rotenflue, Langel, Solhorn). C'est l'unité conglomératique de la Klus (= «Niveau der Klus», WEISS, 1949).

Enfin dans la zone interne du domaine à Cancellophycus le M. du Col de Cordon est représenté par une alternance de bancs gréseux et de calcschistes marneux (Aveneyres, Corjon). Dans ce domaine les bancs gréseux sont interstratifiés (parfois en masse homogène) dans la partie supérieure (unités détritique et calcaréo-siliceuse) de la F. du Staldengraben.

Rapports et différences: Le Membre du Col de Cordon, du fait de son caractère graveleux et gréseux, ne peut pas être confondu avec une autre unité dans le Jurassique des Médianes.

Age: Le Membre du Col de Cordon est diachrone: Chablais occidental: Bathonien sup. – Callovien inf. (ces niveaux sont contemporains de la cénozone IIB, SEPTFONTAINE, 1978).

Chablais oriental: limite Bathonien-Callovien et Callovien (Ces niveaux sont postérieurs à la cénozone IIB).

L'unité du Holzerhorn apparaît déjà en lentilles gréseuses dans l'intervalle Bajocien sup.-Bathonien (elle est contemporaine des cénozones I, II A, IIB/II A); dans la région de Boltigen cette unité est située au-dessus du Bathonien supérieur daté (FURRER & SEPTFONTAINE, 1977). Son âge serait Callovien, ainsi que le niveau conglomératique (unité de la Klus) situé à la base.

Enfin dans la partie interne du bassin subbriançonnais, le Membre du Col de Cordon est daté (par Ammonites) du Bathonien sup. au Callovien suivant les localités (Aveneyre, Planachaux, etc.).

2.3.1.2 Membre du Rubli

«Kohlenschiefer – Kalkstein» STUDER, 1853, pp. 60–64 (Préalpes).

«Kimeridgien» HARPE Ph. de la, 1855, pp. 304–310 (Chablais oriental).

«Calcaire foncé à Mytilus» RENEVIER, 1868, p. 55 (Préalpes romandes).

«Schistes à charbon – calcaire Kimmeridien» GILLIERON, 1873, pp. 47–48 (Simmental).

«Couches à Mytilus, niveaux A à D et Massif calcaire sup. p.p.» DE LORIOL & SCHARDT, 1883, p. 104; SCHARDT, 1884, p. 91 (Préalpes vaudoises).

«Mytilus-Schichten, niveaux II à III et IV p.p.» RENZ, 1935, p. 156 (Préalpes romandes).

«Dogger inférieur à Mytilus p.p.» And. LOMBARD, 1940, pp. 88–90 (Haute-Pointe).

«Dogger à Mytilus (II et III) et Oxfordien-Argovien (IV)» CAMPANA, 1943, pp. 10–11 (Château d'Œx).

«Couches à Mytilus p.p. et base du Malm (niveau à Oncolithes)» BADOUX, 1962, pp. 17–24; BADOUX & MERCANTON, 1962, pp. 162–165 (Chablais oriental, Préalpes valaisannes).

«Calcschistes fossilifères et Calcaire foncé» SEPTFONTAINE & LOMBARD, 1976, pp. 437–438 (Haute-Pointe).

Origine du nom: Le Rubli (2284,5 m) est un sommet situé dans les Préalpes vaudoises (Suisse), à l'E de Château-d'Œx.

Situation de la coupe type: Flanc SE du Rocher à Pointes (base: 581,87; 145,45/alt. 2160 m), petit col situé 150 m à l'WNW du terminus téléphérique de Videmanette. Le sommet de la coupe (passage au Malm) s'observe sur le flanc W du Rubli, dans le couloir «Entre deux Sex», à l'altitude 1900 m. Feuille les Mosses, 1:25.000 (pl. VI, fig. 4).

Description générale

- *Lithologie et paléontologie:* Les calcschistes fossilifères transgressent ici, par l'intermédiaire d'un niveau marneux ferrugineux ou d'un conglomérat à éléments dolomitiques (= M. de Chavanette), sur le Trias moyen. Sur 20 m la série est composée de calcschistes à éléments biodétritiques (*Cladocoropsis*, etc.) et de calcaires marneux. Puis le faciès devient franchement calcaire sur 22 m (petite paroi); c'est le calcaire foncé micritique riche en oncolithes et Foraminifères (cénozones II A et II B/II A. On observe aussi quelques passées graveleuses et dolomitiques (fig. 6, p. 26).
  Au-dessus le faciès montre une récurrence des calcschistes fossilifères, sur une trentaine de m. La partie supérieure des calcschistes passe progressivement à un calcaire massif, qui présente le faciès du calcaire foncé. Dans ces niveaux (env. 7 m) partiellement dolomitiques, on observe d'abondants *Cladocoropsis*, des oncolithes et des gros Foraminifères (cénozone IIB), ainsi qu'un banc de calcaire graveleux et gréseux (2 m).
  Le contact lithologique du calcaire foncé et du calcaire massif (Malm) s'effectue selon une surface de discontinuité (horizon de ravinement, SEPTFONTAINE, 1978).
  La macrofaune de ces niveaux (Mollusques, Echinodermes) a été décrite par RENZ, 1935 (p. 191). Dans d'autres localités on connaît des traces de plantes: *Zamites* sp.; *Ptylophyllum* sp.[5]
- *Microfaciès et microfaune:* L'unité du calcaire foncé possède un microfaciès de type «oncolithic/bioclastic lime W» (pl. VII, fig. 8), riche en matière organique, avec parfois des micropellets (40 μ) qui définissent une structure «packstone». Les bioclasts sont des Mollusques et surtout des Foraminifères. On distingue en outre deux variations du microfaciès, qui représentent des conditions particulières du milieu:
  1. Des W/M, avec des Characées, des Ostracodes à paroi fine et parfois un Gastéropode à trochospire basse (Planorbe?) indiquant un milieu saumâtre/eau-douce (pl. VII, fig. 6–7). On observe aussi des «mudstones» homogènes intercalés, avec de rares oncolithes.

[5] Détermination de Mme P. CORSIN, Lille (France).

2. Des niveaux dolomitisés situés au sommet du M. du Rubli («dolomitischer Grenzhorizont» WEISS, 1949), que nous avons observé au Rubli, à la Gummfluh et à Dréveneuse en plus des localités décrites par WEISS (Simmental, Seehorn, etc.) (pl. VII, fig. 4).
Le microfaciès des calcschistes fossilifères est voisin de celui du calcaire foncé. Cependant la teneur en matière organique et en minéraux argileux est plus élevée; la macrofaune est plus abondante; les oncolithes sont pratiquement absentes et le quartz est parfois abondant (pl. VIII, fig. 4 et 6).
La microfaune (Algues, Ostracodes, Foraminifères) de ces deux unités est très abondante et diversifiée. Nous y avons reconnu une succession de 4 biofaciès (SEPTFONTAINE, 1977 et 1978) ou cénozones, définies plus bas (p. 36 et fig. 9).
- *Epaisseur:* Au Rubli 80 m; la puissance diminue au NW, à proximité du domaine intermédiaire (zone mt de Chillon – Tour d'Aï) et au SE, proche du rivage méridional du domaine à Mytilus (Gummfluh, Dréveneuse, Spillgerten), enfin dans le SW du Chablais (Haute-Pointe/Rovagne).

Extension géographique: Le Membre du Rubli est largement répandu dans le secteur méridional de la nappe des Préalpes médianes. Son extension est toutefois plus limitée (vers le NW et le SW en Chablais occidental) que celle du Membre du Col de Cordon.

Variations latérales: Dans le massif de la Haute-Pointe (SW du Chablais) le M. du Rubli est surtout représenté par les calcschistes fossilifères, surmontés par le M. du Col de Cordon (sauf dans les écailles de Charmette, Vésine, etc.). Dans le reste du Chablais, les Préalpes valaisannes et la vallée de la Grande-Eau (Préalpes vaudoises) les deux unités: calcschistes fossilifères (à la base) et calcaire foncé (au sommet) se succèdent toujours dans le même ordre. Cependant le calcaire foncé est localement très réduit ou inexistant le long de la bordure SE de la zone lacunaire mt de Chillon–Tour d'Aï. Des niveaux à charbon s'observent dans les calcschistes fossilifères, au Rocher des Rayes et au Torrent de la Greffe notamment.
Dans la partie orientale des Préalpes, ces deux unités peuvent alterner (récurrences) ou se confondre (Rubli, Gastlosen, Simmental). Dans ce secteur apparaît un élément nouveau (pl. VII, fig. 4–5): l'horizon dolomitique (cénozone IIB); d'autre part on note l'apparition d'un faciès de calcaire plaqueté, en petits bancs très foncés, que nous incluons dans le calcaire foncé. C'est le faciès saumâtre à Characées qui est particulièrement développé dans le Simmental; on le reconnaît aussi en Chablais oriental (Pas de la Bosse).
Enfin il faut noter qu'à la Gummfluh et à Dréveneuse (rivage Sud) le M. du Rubli n'est représenté que par le calcaire foncé transgressant directement sur le Trias; la transgression est parfois soulignée par des niveaux à bauxite (BADOUX & DE WEISSE, 1959).

Rapports et différences: Le Membre du Rubli est facile à différencier des autres unités grâce aux calcschistes fossilifères et aux niveaux à oncolithes du calcaire foncé (pl. VII, fig. 8). Cependant le calcaire foncé est parfois démuni de ces structures algaires; il est alors très difficile de le distinguer du calcaire sublithographique (à microncolithes et Protoglobigérines) de la base du Malm. L'étude du microfaciès permet de trancher.

Age: le Membre du Rubli s'est déposé dans l'intervalle bajocien supérieur – callovien d'après les Foraminifères (SEPTFONTAINE, 1978).

2.3.1.3 Membre de Chavanette

Nous ne citerons que quelques travaux depuis DE LORIOL & SCHARDT (1883):
«Niveau E p.p. des Couches à Mytilus» DE LORIOL & SCHARDT, 1883, p. 104; SCHARDT, 1884, p. 91 (Préalpes vaudoises).
«Mytilus – Schichten, niveau I p.p.» RENZ, 1935, p. 156 (Préalpes romandes).
«Niveau I p.p.», CAMPANA, 1943, pp. 10–11 (Château d'Œx).
«Conglomérat II» SEPTFONTAINE & LOMBARD, 1976, pp. 437–438 (Haute-Pointe).

Origine du nom: D'après le nom du col situé au NW de la Haute-Pointe, entre ce sommet et l'arête de Chavanette (Chablais occidental, Haute-Savoie, France).

Situation de la coupe type: Les niveaux conglomératiques affleurent sur le versant NE du col, contre la Haute-Pointe. La série est normale et appartient à l'écaille de Charmette.
Coord, 925,05/139,55, alt. 1810 m. Feuille Samoëns no 1, 1:20.000.

Description générale
- *Lithologie et paléontologie:* le contact inférieur avec les dolomies du Trias (Formation bréchique) n'est pas visible. L'affleurement débute par 25 m de conglomérat à éléments sub-anguleux centimétriques (unité conglomératique). Les éléments sont des dolomies jaunes ou des calcaires dolomitiques gris provenant du Trias supérieur. Ces éléments sont presque jointifs et le ciment n'est pas visible macroscopiquement (pl. IX, fig. 2).
Au-dessus on observe un niveau marneux brun-jaune, charbonneux, gréso-micacé de 12 m d'épaisseur (unité marneuse, à charbon) avec quelques bancs de brèche; ce niveau se termine par un petit banc (0,3 m) gréseux, microconglomératique. Puis le faciès bréchique reprend sur une trentaine de m., avec de gros éléments décimétriques de calcaire dolomitique gris dans le dernier banc. La limite supérieure, avec les calcschistes fossilifères, est recouverte par la végétation.
Ces niveaux n'ont livré aucun fossile.

- *Microfaciès et microfaune:* Les éléments dolomitiques ne montrent pas de structures particulières; on distingue parfois des «fantômes» de particules (pellets?). Le ciment est une microsparite dolomitique, avec des minéraux argileux et plus rarement du quartz. Aucun microrganisme n'a été observé.
  A Darbon les niveaux charbonneux ont fourni des spores et des pollens (CHATEAUNEUF et al., 1973).
- *Epaisseur:* Ce membre a une épaisseur de 67 m à Chavanette. Il peut être réduit à quelques mètres ou être totalement absent dans d'autres localités.

Extension géographique: Le Membre de Chavanette est sporadiquement réparti dans le domaine à Mytilus; il est très peu développé dans les Préalpes bernoises (Heitizone) et absent à la Gummfluh.

Variations latérales: Le Membre de Chavanette désigne les niveaux de transgression situés à la base des «Couches à Mytilus»; de ce fait ces niveaux montrent une grande variété de composition pétrographique, suivant le type de substrat transgressé. On distingue ainsi:

1. Un conglomérat à éléments dolomitiques du Trias (pl. VIII, fig. 7; pl. IX, fig. 1) (Chavanette, Grange-Chavan, N de Dréveneuse, Gastlosen, Spillgerten) avec parfois des débris de silex corné (aux Gastlosen, CHENEVART, 1945) témoins d'une ancienne couverture liasique(?). La limite supérieure de ce conglomérat est parfois marquée par des structures d'origine paléokarstique (Grange Chavan, Gastlosen) indiquant une émersion entre le Membre de Chavanette et le Membre du Rubli.
2. Un conglomérat à éléments siliceux, spongolithiques, du Lias (Pte d'Autigny, les Centfontaines, Pas de la Bosse, Darbon, vallée de la Grande Eau).
3. Un conglomérat à éléments calcaires (coralligènes ou graveleux) du Dogger inférieur (Pte de la Rovagne – Hte Pointe), provenant de la F. de Sommant (pl. VIII, fig. 8).

Parfois les niveaux conglomératiques n'ont qu'une dizaine de cm d'épaisseur (Vésine, etc.). Dans ces 3 cas on observe la présence de niveaux gréseux et charbonneux intercalés.

C'est dans le Membre de Chavanette que les lentilles charbonneuses (marnes charbonneuses et plus rarement charbon presque pur, CAMPANA, 1943, p. 12) sont localement bien développées. Des niveaux ont été exploités de longue date en Chablais oriental (La Fiogère, Darbon, Pas de la Bosse, Combe au trou, La Callaz, Combre, CHAMOT, 1961) et dans les Préalpes suisses (Torrent de la Greffe, Châble noir, Gastlosen); dans ces dernières localités l'exploitation est faite à partir des calcschistes fossilifères (BADOUX, 1962; CAMPANA, 1943).

Il est intéressant de souligner que les exploitations (donc les niveaux particulièrement riches en charbon) sont alignées le long de la bordure SE de la zone lacunaire mt de Chillon – Tour d'Aï en Chablais oriental.

Les charbons du Simmental sont aussi célèbres (Ebnetalp, Klusi, etc.) et les niveaux exploités sont situés en partie dans le Membre de Chavanette et en partie dans les calcschistes fossilifères (voir à ce sujet la discussion et la bibliographie donnés par FURRER, 1977).

Rapports et différences: Nous avons déjà exposé plus haut les arguments qui nous ont amenés à distinguer l'unité conglomératique (à charbon) de la F. du Château-d'Oche des niveaux conglomératiques (= Membre de Chavanette) appartenant à la base de la F. des Couches à Mytilus.

D'autre part, le M. de Chavanette peut être confondu avec les niveaux bréchiques du Trias supérieur (CAMPANA, 1943, p. 7). Toutefois cette unité possède des niveaux marneux et gréseux, ainsi que de véritables brèches polygéniques, qui sont absents du Trias supérieur (CHENEVART, 1945, p. 134).

Age: Les niveaux bréchiques et les marnes charbonneuses sont situés, suivant les localités, entre:

- à la base: le Trias ou le Sinémurien-Pliensbachien ou encore l'Aalénien supérieur.
- au sommet: le Bajocien supérieur.

Cette unité est vraisemblablement diachrone, mais on ne peut le prouver faute de fossiles. Au Simmental le conglomérat de base des «Couches à Mytilus» est d'âge Bajocien sup. (THURY, 1973; FURRER, 1977). Il en va de même dans le massif de la Haute-Pointe (Pte de la Rovagne).

3. Unités informelles

Au toit des différentes unités du Dogger décrites ci-dessus affleure la grande barre calcaire du Malm. Rappelons que le terme «Malm» est pris ici au sens chronostratigraphique (Oxfordien à Portlandien) du terme[6]. En effet pour les anciens auteurs le Malm, au sens lithostratigraphique, incluait une grande partie de la Formation des Couches à Mytilus et de la Formation de Sommant que nous avons montré appartenir au Bathonien-Callovien sur la base d'arguments biostratigraphiques (SEPTFONTAINE, 1978a et b).

Les unités de la base du Malm dans les Médianes sont au nombre de trois, définies ci-dessous. Enfin le soubassement des unités du Lias moyen et du Dogger (des domaines intermédiaire et à Cancellophycus) est représenté par une quatrième unité: les calcaires échinodermiques.

3.1 L'unité des calcaires sublithographiques

«Dunkle, dichte ... bis onkolithische Kalk» WEISS, 1949.

C'est un calcaire massif, à patine blanche et cassure gris-brun clair ou foncée. La pâte est généralement très fine,

[6] Le Malm est équivalent au Jurassique supérieur d'après le «Colloque du Jurassique», Luxembourg (1962).

parfois pseudoolithique (oncolithes). Le microfaciès (pl. IX, fig. 3–6) est un: «microncolithic lime packstone» riche en Foraminifères de mer ouverte (*Ophthalmidium* sp., *Nubecularia* sp., *Lenticulina* sp., *Valvulina conica* PARKER & JONES, *Bullopora tuberculata* (SOLLAS), *Textularia* sp., *Spirillina* sp., Protoglobigérines, Nodosaires) ainsi qu'en Ostracodes et débris d'Echinodermes. On trouve aussi fréquemment des sections d'Ammonites.
Des structures d'origine algaire (film algaire) sont fréquentes (pl. IX, fig. 4). Les microncolithes ont un diamètre moyen de 250 μ; ils peuvent atteindre exceptionnellement 1 mm dans certains niveaux (Tithonique de la Dt d'Oche; Sex des Nombrieux, etc.). Leur faible dimension et leur structure régulière permettent de les différencier aisément des nodules algaires à structure complexe du calcaire foncé (Membre du Rubli).
La base de l'unité est parfois échinodermique (passage graduel à l'unité des calcaires spathiques), gréseuse; les éléments sont des dragées de quartz, en monocristaux, parfois calcitisés (pl. IX, fig. 8).
Cette unité est largement répandue dans les Médianes; elle occupe la moitié SE du territoire.
L'âge des niveaux inférieurs varie entre l'Oxfordien et le Kimmeridgien (TRUMPY, 1949; DUBEY in MAYNC, 1972). Localement le faciès à microncolithes est associé aux Calpionelles (pl. X, fig. 5, 6), donc d'âge tithonique (Dt. d'Oche).

3.2 L'unité des calcaires noduleux

«Argovien» auct.,; Knollenkalke des Argovien» WEISS, 1949.

Ce faciès bien connu est un calcaire en bancs massifs, noduleux, de couleur brun-rouge, verte ou grise.
Le microfaciès est de type «wackestone» ou «mudstone» (biomicrite), riche en Protoglobigérines, Radiolaires, filaments avec *Spirillina* sp., *Globochaete* sp. Les sections d'Ammonites sont fréquentes.
Il est intéressant de noter l'absence presque totale des microncolithes dans cette unité, dont le microfaciès montre par ailleurs de fortes ressemblances avec celui du calcaire sublithographique. Le passage latéral ou vertical entre ces deux unités est progressif.
Le faciès des calcaires noduleux s'étend principalement sur la moitié NW des Médianes.
Son âge est bien connu grâce aux Ammonites: Oxfordien moyen (zone à *G. transversarium* auct.).

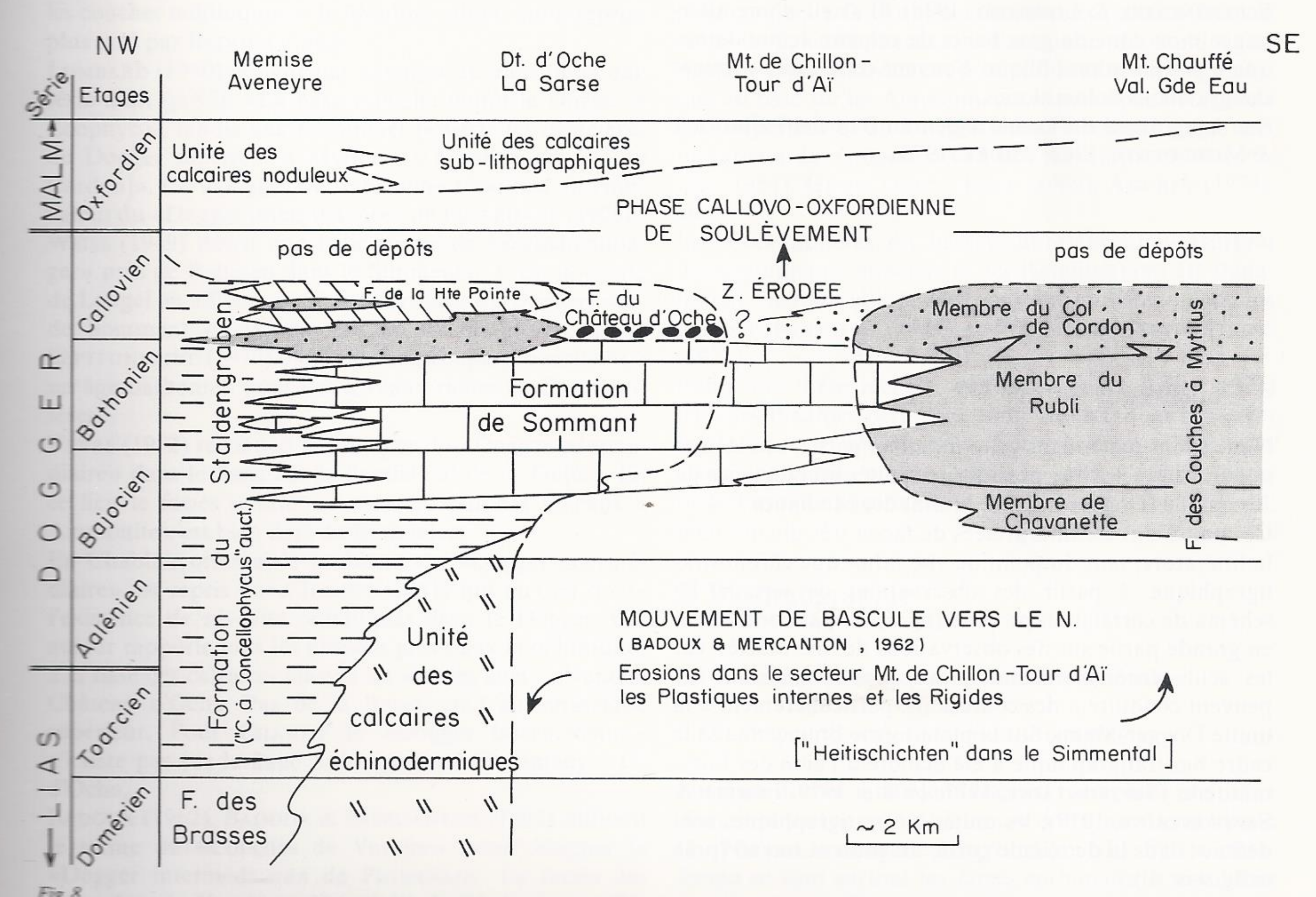


Fig. 8.
Profil synthétique de corrélation chronostratigraphique des unités lithologiques entre le Chablais oriental et les Préalpes valaisannes et vaudoises. Le tireté donne la limite approximative de l'érosion des formations du Dogger lors de la phase callovo-oxfordienne de surrection de la zone Bise-Tour d'Aï.

3.3 L'unité des calcaires spathiques

«Calcaire échinodermique II» Septfontaine & Lombard, 1976.

La base des calcaires du Malm se charge parfois en débris d'Echinodermes. La matrice micritique (rarement présente) montre cependant toujours le même microfaciès observé dans les deux unités précédentes; le faciès échinodermique est donc une variation locale de ces unités.
Les calcaires spathiques sont visibles sporadiquement dans le SW du Chablais; l'unité est particulièrement bien développée dans la région du Jotty (Dranse de Morzine) où elle surmonte la Formation du Staldengraben.
L'âge de l'unité est probablement oxfordien.

3.4 L'unité des calcaires échinodermiques

Enfin il reste à dire quelques mots du soubassement des unités lithologiques du Lias moyen et du Dogger dans le domaine à Cancellophycus et le domaine intermédiaire.
Ce rôle est joué par l'unité des calcaires échinodermiques (*«formation spathique» auct.; calcaire échinodermique I*, Septfontaine & Lombard, 1976). Il s'agit d'une alternance monotone de gros bancs de calcaire échinodermique à stratification oblique. Souvent cette unité contient des gravillons dolomitiques.
Son âge s'étend du Lotharingien au Bajocien? (Badoux & Mercanton, 1962; Thury, 1973).

4. Conclusions

Nous avons tenté, dans cette première partie, une définition aussi précise que possible des unités lithologiques du Jurassique (Dogger-base du Malm) des Médianes.
Ces unités ont été interprétées de façon très diverse dans la littérature, tant du point de vue litho- que chronostratigraphique, à partir des observations de terrain. Le schéma de corrélation proposé (fig. 8) est par contre basé en grande partie sur des observations de microfaciès, car les seuls critères macroscopiques sont insuffisants et peuvent conduire à des confusions, particulièrement à la limite Dogger-Malm. Sur la plate-forme briançonnaise le cadre biostratigraphique a été élaboré à l'aide des Foraminifères (Septfontaine, 1977, 1978 et 1979; Furrer & Septfontaine, 1977); les unités biostratigraphiques sont définies dans la deuxième partie du présent travail (p. 36 et fig. 9 et 10).
Ainsi nos conclusions diffèrent passablement des interprétations classiques (Badoux & Mercanton, 1962; Gross, 1965) dans le secteur Chablais oriental – Préalpes vaudoises. En effet, sur la base des Foraminifères, nous avons pu montrer qu'une grande partie du «Malm» des auteurs appartenait en réalité au Bathonien-Callovien (Formation de Sommant, calcaire foncé du Membre du Rubli, Membre du Col de Cordon). Ces résultats ont évidemment une influence directe sur la conception paléogéographique du domaine briançonnais des Préalpes et sur son évolution paléotectonique. Notre interprétation a par exemple permis de reconnaître la présence d'une phase paléotectonique de soulèvement du secteur mt-de-Chillon – Tour d'Aï au Callovo-Oxfordien, période considérée comme tectoniquement stable dans le secteur étudié. Les résultats paléogéographiques et paléotectoniques seront présentés dans la troisième partie de ce travail.
Notre tableau de corrélations (fig. 8) s'accorde bien avec les conclusions de Furrer (1977) dans les Préalpes bernoises. Dans les grandes lignes on observe une continuité des bandes isopiques du NE au SW; dans le détail des différences sont cependant à signaler d'un secteur à l'autre des Préalpes, selon cette direction.

Deuxième partie
Biostratigraphie et description régionale

1. Historique

La littérature géologique concernant les Préalpes médianes est très abondante. Nous nous contenterons de signaler les travaux qui ont une incidence directe dans nos recherches. Nous avons déjà présenté un historique sur les «Couches à Mytilus» dans un précédent travail (SEPTFONTAINE, 1978); il reste à considérer la question du «Dogger intermédiaire» et du «Dogger à Zoophycos (= Cancellophycus)».
Le terme de «Dogger intermédiaire» est introduit par PETERHANS (1926, p.225) à la Dent d'oche (en Chablais) pour désigner des couches oolithiques [= Formation de Sommant] comprises entre le «Lias spathique» et le «Malm coralligène». A ce sujet PETERHANS note (p.226): «Je désigne ce Dogger comme «Dogger intermédiaire» à cause de sa situation entre le Dogger à Zoophycos et celui à Mytilus». L'auteur note un passage graduel entre les couches oolithiques et le «Malm», observation reprise plus tard par BADOUX (1962).
LOMBARD (1940) désigne par «Dogger de transition» une série dont (p.85): «La base rappelle plutôt le Dogger à Zoophycos, tandis que le sommet possède les caractères du Dogger supérieur à Mytilus [= Membre du Col de Cordon]». Ce «Dogger de transition» n'est pas un équivalent du «Dogger intermédiaire» de PETERHANS (1926).
WEISS (1949) décrit une belle coupe de «Zwischendogger» près de Boltigen dans le Simmental. C'est la coupe de Langel où affleure un faciès néritique du Dogger [= F. de Sommant et M. du Col de Cordon]. FURRER & SEPTFONTAINE (1977) étudient cette coupe et concluent à un âge bathonien pour des niveaux riches en Foraminifères.
FAVRE (1952) reconnaît la présence du «Dogger intermédiaire» dans le flanc SE de l'anticlinal de la Tinière. En ce lieu le faciès oolithique, encadré par des niveaux à Ammonites, est bien daté du Bathonien.
En Chablais oriental le problème du «Dogger intermédiaire» est repris par CHAMOT (1961) qui met en doute l'existence de niveaux oolithiques dans le Dogger. Cet auteur rapporte tous les niveaux graveleux et oolithiques à la base des calcaires massifs du «Malm auct.» (Neuteu, Château d'Oche, Pas de la Bosse, etc.) au Jurassique supérieur. Pour CHAMOT le «Dogger intermédiaire» n'existe pas sur le flanc S du synclinal Chaumény - Dt d'Oche.
BADOUX (1962), BADOUX & MERCANTON (1962) utilisent le terme de «Couches de Vervine» pour désigner le «Dogger intermédiaire» de PETERHANS. Le faciès des «Couches de Vervine» s'étendrait de l'Aalénien au Séquanien (à la Chaumény), avec un passage lithologique progressif (vertical et latéral) du faciès graveleux dans les calcaires du «Malm». Selon ces auteurs le Dogger ne s'est pas déposé dans la région du Château-d'Oche; les niveaux oolithiques décrits par PETERHANS en ce lieu seraient déjà d'âge oxfordien supérieur (Séquanien). Notons encore que dans ce même secteur les auteurs précités s'accordent, à la suite de CHAMOT (1961), pour reconnaître la présence des «Couches à Mytilus» audessous des «Couches de Vervine». Nous verrons dans le chapître 3. 2 qu'une confusion règne en fait dans l'interprétation lithostratigraphique des unités, ainsi que dans leurs relations géométriques sur l'axe Château d'Oche - Chaumény.
Enfin GROSS (1966) signale les «Couches de Vervine» (datées du Bajocien moyen) dans l'anticlinal du Sex de la Sarse (Préalpes vaudoises), surmontées par une grande épaisseur (100 à 200 m) de calcaire graveleux, oncolithique, attribué avec doute, à la suite de JEANNET (1918), au Callovo-Oxfordien.
Le domaine du «Dogger à Cancellophycus», ou subbriançonnais, a fait l'objet de nombreux travaux. Dans le faciès à Cancellophycus. [= Formation du Staldengraben], de type relativement profond, le cadre stratigraphique est basé sur les Ammonites. Les principaux étages du Lias supérieur et du Dogger y sont reconnus, grâce aux recherches de: CHENEVART (1945), CHATTON (1947), PUGIN (1951), GROSS (1965), PAGE (1969), ANDREY (1974), etc.
Les Foraminifères du bassin subbriançonnais (surtout des agglutinants grossiers et des Rotaliina) ont été signalés par GISIGER (1967) et repris dans une étude détaillée par SEPTFONTAINE (1971) et WERNLI & SEPTFONTAINE (1971).
Enfin une thèse récente, entreprise par FURRER (1977) dans les Préalpes bernoises, traite des relations lithostratigraphiques et sédimentologiques entre les «Couches à Cancellophycus» et les dépôts du rebord externe de la plate-forme briançonnaise.

2. Biostratigraphie

2.1 Biozonation de la plate-forme briançonnaise

2.1.1 Présentation du cadre biostratigraphique

La plate-forme briançonnaise est composée de deux domaines paléogéographiques: le domaine intermédiaire (au NW) et le domaine à Mytilus (au SE). Sur la plateforme ce sont surtout les faciès carbonatés à oncolithes qui dominent. Dans le domaine intermédiaire, les niveaux oolithiques (en milieu aéré, oxydant) sont caractéristiques; par contre dans le domaine à Mytilus le faciès

est plutôt calcschisteux, fétide (milieu réducteur, confiné) riche en débris biodétritiques. Les Foraminifères y sont particulièrement abondants à certains niveaux.
Dans ces milieux, à tendance confinée, les Ammonites sont absentes (à l'exception de la découverte de And. LOMBARD, 1940, p. 79).
Ainsi il n'existait aucun cadre biostratigraphique du Briançonnais, permettant des corrélations à longue distance, ceci malgré les études approfondies de DE LORIOL & SCHARDT (1883) et RENZ (1935) basées sur la macrofaune.
Récemment nos recherches sur les Foraminifères (FURRER & SEPTFONTAINE, 1977 et SEPTFONTAINE 1978–1980) nous ont permis d'introduire des subdivisions biostratigraphiques utilisables sur l'ensemble du territoire étudié. Pour des raisons paléoécologiques nous avons distingué deux échelles biostratigraphiques, l'une liée au domaine à Mytilus, l'autre au domaine intermédiaire (fig. 10):

- Dans le domaine à Mytilus les Foraminifères étudiés appartiennent presque tous à la super-famille des Lituolacea; ils sont caractérisés par une paroi microgranulaire imperforée avec de très rares éléments agglutinés, montrant parfois une microstructure finement alvéolaire (SEPTFONTAINE, 1977). GUŠIĆ (1977) a introduit une nouvelle famille (Biokovinidae) groupant les genres qui présentent ce type de microstructure. Les Foraminifères du domaine à Mytilus sont liés à un milieu vaseux, réducteur, de faible énergie, à salinité variable.
  Dans ce domaine nous avons observé la succession de 4 cénozones ou assemblages naturels, représentés sur la fig. 9, et pl. VII et VIII. En résumé les assemblages naturels sont définis de la manière suivante, de haut en bas stratigraphiquement:
  Cénozone IIB:
  Valvulina lugeoni SEPTFONTAINE, 1977
  Chablaisia chablaisensis (SEPTFONTAINE, 1977)
  Everticyclammina sp.
  Praekurnubia crusei REDMOND, 1964
  Pseudocyclammina maynci HOTTINGER, 1967 (rare)
  Nautiloculina sp. (rare)
  Cénozone IIB/II A:[7] Cet intervalle biostratigraphique est défini par le chevauchement de la partie inférieure de l'extension de *V. lugeoni* avec la partie supérieure de l'extension de *Pfenderina salernitana* et *«Lituonella» mesojurassica*.
  Cénozone II A:
  Pfenderina salernitana SARTONI & CRESCENTI, 1962
  «Lituonella» mesojurassica MAYNC, 1972
  Chablaisia chablaisensis
  Everticyclammina sp.
  Praekurnubia crusei
  Pseudocyclammina maynci
  Nautiloculina sp.
  Cénozone I:
  Praekurnubia crusei
  Pseudocyclammina maynci
  Nautiloculina sp.

  Ces 4 cénozones se succèdent verticalement *toujours* dans le même ordre sur l'ensemble du domaine à Mytilus. Dans le Membre du Rubli nous avons noté que cet ordre de répartition était indépendant des variations du lithofaciès (passage des calcschistes aux calcaires massifs à oncolithes; niveaux graveleux à pellets). Par contre les Foraminifères disparaissent dans les niveaux saumâtres à Characées et Ostracodes, à l'exception parfois de *Praekurnubia crusei (P. crusei* paraît être l'espèce de Foraminifère la plus euryhaline). Dès l'apparition des niveaux graveleux du Membre du Col de Cordon on note la présence d'un assemblage particulier de Foraminifères (cénozone III) lié à ce faciès de haute-énergie: amas cellulaire incertae sedis, *«Conicospirillina»* sp., grandes Trocholines, *Haplophragmoides* sp. nov. etc. Cet assemblage III ne possède pas de valeur biostratigraphique.
  Il faut insister ici sur le fait que les variations du milieu citées ci-dessus n'influencent en rien l'ordre de succession vertical des cénozones I à IIB sur le territoire considéré. Simplement lorsque les conditions deviennent défavorables, les Foraminifères caractéristiques des cénozones, peu tolérants aux variations de salinité et au degré d'agitation de l'eau, disparaissent.
  Ces 4 cénozones soulignent les étapes de la trangression des «Couches à Mytilus» vers le SE, sur la terre briançonnaise; le déplacement successif des cénozones dans cette direction est notamment visible à la Gummfluh (fig. 20 et 33).
  En conclusion nous considérons que les assemblages proposés possèdent une valeur chronostratigraphique sur le territoire étudié. Le terme de biofaciès utilisé précédemment (SEPTFONTAINE, 1978) est abandonné.

- Dans le domaine intermédiaire (rebord de plate-forme, seuil) nous avons pu reconnaître quelques repères biostratigraphiques toujours sur la base des Foraminifères. Ces derniers sont en général moins abondants que dans le domaine à Mytilus. Cependant, le Membre de Langel (Formation de Sommant) dans la région de Boltigen est exceptionnellement riche en Foraminifères (Lituolidés) à valeur biostratigraphique (FURRER & SEPTFONTAINE, 1977). Dans cette localité (à Langel et à la Rotenflue) du domaine intermédiaire nous avons reconnu deux cénozones dont la valeur chronostratigraphique dépasse largement le cadre des Préalpes (fig. 10 et pl. VI fig. 1). En effet l'association supérieure à *Orbitammina elliptica* d'Archiac forme A (ex. *Meyendorffina bathonica* AUROUZE & BIZON), *Kilianina blancheti* PFENDER et *Alzonella cuvillieri* BERNIER & NEUMANN, est reconnue par tous les auteurs comme caractéristique du Bathonien supérieur dans les dépôts carbonatés de la Téthys occidentale.

[7] La cénozone IIA, telle qu'elle est définie ici, n'est pas équivalente à la cénozone IIA de SEPTFONTAINE (1977) décrite à la Haute-Pointe; dans cette localité (fig. 11) seule la cénozone IIB est en fait représentée.

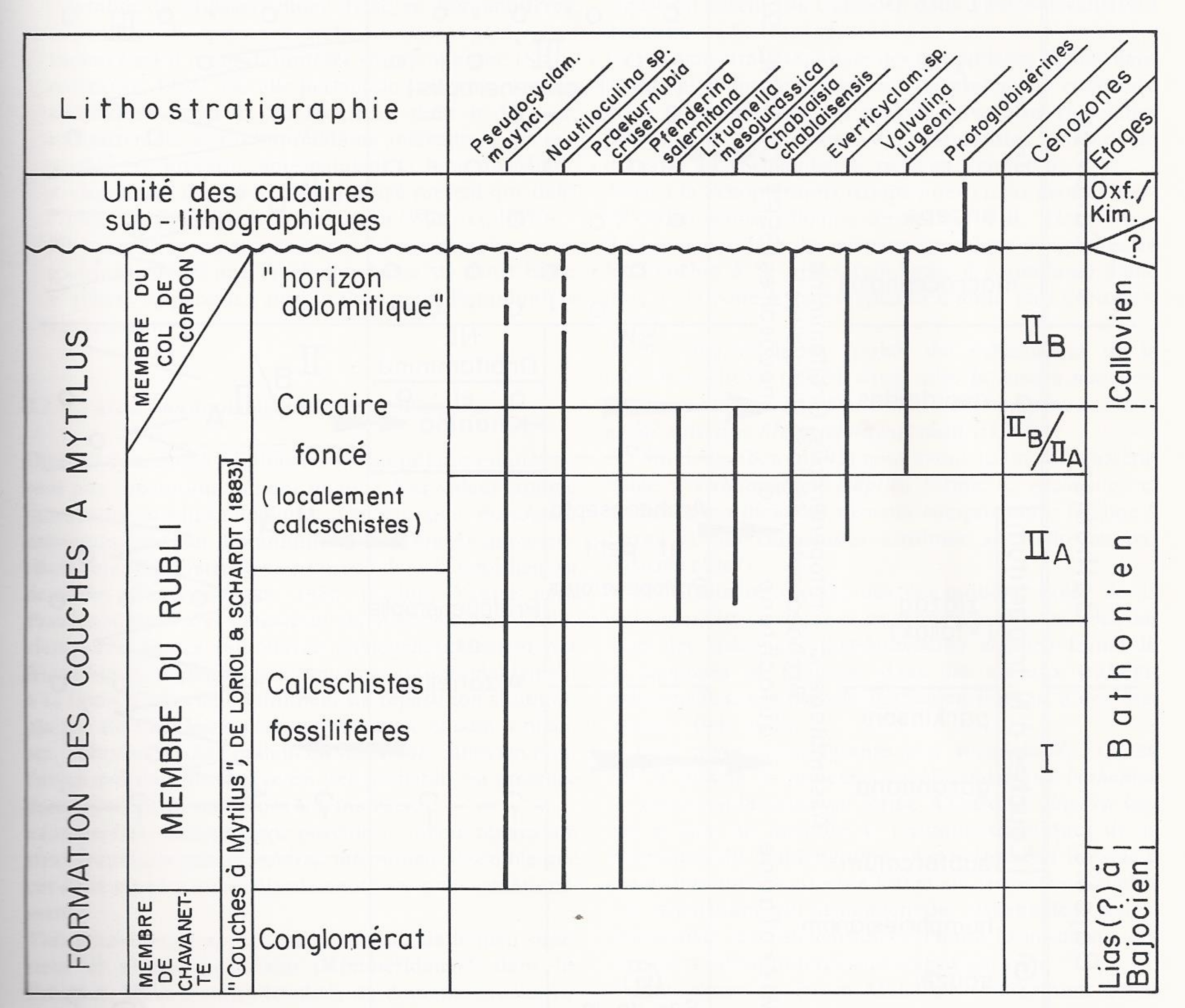


Fig. 9.
Répartition stratigraphique des principaux Foraminifères (Lituolidés) utilisés pour la biozonation du domaine à Mytilus et définition des 4 cénozones. Commentaires dans le texte.
Ce tableau présente la série complète de la Formation des Couches à Mytilus, telle qu'on peut l'observer au centre du lagon et dans le Simmental.

Etages | DOMAINE A CANCELLOPHYCUS (bassin) | DOMAINE INTERMEDIAIRE (seuil) | DOMAINE A MYTILUS (lagon)

Oxfordien: plicatilis, transversarium
Protoglobigérines
Gummfluh (MAYNC, 1972)
Haute - Pointe (LOMBARD 1940)
Simmental (RABOWSKY 1918)
?
?
SW NE

Callovien: ?, anceps, macrocephalus
III
III'
(avec Protopeneroplis)
II B

Bathonien: aspidoïdes, zigzag (= fallax)
SW NE
Orbitammina
o · et · o
Kilianina
II B / II A
?
Archaeosepta et petit Protopeneroplis
II A
Protopeneroplis et Alzonella
I

Couches à N. tripartitum

Assemblage à Protopeneroplis, Orbitammina, Archaeosepta, déplacé (turbidites) à nodosaires (SEPTFONTAINE 1971)

Microfaune autochtone

Bajocien: parkinsoni, garantiana, subfurcatum, humphriesianum, sauzei, sowerbyi
? ? ? ?
Sex de la Sarse (GROSS 1965)
?
Holzerhorn (FURRER, 1977)

Aalénien: concavum, murchisonae, opalinum, aalensis
Sommant (LOMBARD, 1940)

Fig. 10.
Cadre biostratigraphique général du Briançonnais préalpin. Les flèches indiquent les niveaux stratigraphiques où des mélanges de microfaune ont été observés, permettant des corrélations. Les cénozones I à II B et III sont définies dans le texte. Les quelques découvertes d'Ammonites dans le Briançonnais sont indiquées avec l'auteur et la date.
Le SE est à droite du tableau (domaine à Mytilus).

L'association inférieure est définie par la présence d'*Alzonella cuvillieri*, de *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, et surtout par l'absence des marqueurs *(Orbitammina, Kilianina)* du Bathonien supérieur. Dans les Préalpes cette association s'étend probablement du Bajocien supérieur (?) au Bathonien moyen.

Dans les autres localités du domaine intermédiaire la Formation de Sommant présente un faciès différent (Membre de Mieussy) moins riche en Foraminifères. Cependant la présence d'*Archaeosepta platierensis* WERNLI est d'un grand intérêt stratigraphique (SEPTFONTAINE, 1978), car elle permet de situer les niveaux oolithiques de la F. de Sommant dans le Dogger, contrairement aux interprétations anciennes selon lesquelles ces niveaux représentaient la base du Malm. *Archaeosepta* n'a été reconnu jusqu'à présent que dans l'intervalle Bajocien sup.-Bathonien (WERNLI, 1970).

En association on trouve aussi *Protopeneroplis striata* (petite forme) et une Trocholine basse, de petite taille, à piliers apparents, ainsi qu'un petit Foraminifère agglutinant.

2.1.2 *Valeur biochronologique des assemblages*

Dans le domaine à Mytilus les Foraminifères étudiés ne sont pas encore tous connus quant à leur valeur comme marqueurs biochronologiques. On sait que *Pfenderina salernitana* est un Foraminifère du Dogger supérieur (Bathonien-Callovien?); sa présence dans l'Oxfordien est douteuse (SEPTFONTAINE, 1978, p. 336). D'autre part, *Praekurnubia crusei* s'étendrait du Bathonien au Callovien; cette espèce est relayée phylogénétiquement par *Kurnubia* gr. *wellingsi- palastiniensis,* vraisemblablement à la limite Callovien-Oxfordien. La répartition stratigraphique de *Chablaisia chablaisensis* reste encore à préciser. Toutefois un âge bathonien supérieur- callovien pour l'extension de cette espèce est très probable. Sa présence dans l'Oxfordien est encore à démontrer.

«*Lituonella*» *mesojurassica* possède la même répartition stratigraphique que *Pfenderina salernitana.* Il semble que ces deux espèces soient étroitement liées phylogénétiquement.

Valvulina lugeoni apparaît au cours du Bathonien supérieur et s'étend au Malm (Kimmeridgien?) dans les Préalpes. Dans d'autres localités du domaine méditerranéen cette espèce fait probablement son apparition plus tôt. C'est aussi une question à élucider dans le futur.

Ainsi la cénozone II A, caractérisée par *P. salernitana,* pourrait être considérée comme une «range zone» du fait de la durée de vie limitée de cette espèce. D'autre part, il faut souligner que son apparition et sa disparition dans les Préalpes s'effectue sans changement notable du faciès. L'extinction de cette espèce est peut-être en relation avec l'apparition massive des individus de *V. lugeoni* qui occupent la même niche écologique au Bathonien supérieur. La partie supérieure de cette «range zone» (IIB/II A) est datée du Bathonien supérieur grâce à un passage latéral de faciès entre le domaine intermédiaire et le domaine à Mytilus, dans la coupe de Langel. Ces niveaux de passage permettent d'observer «*Lituonella*» *mesojurassica* et *Valvulina lugeoni* dans l'intervalle de la cénozone à *Orbitammina* et *Kilianina.* Les Pfenderines sont malheureusement absentes du fait de leur intolérance au milieu particulier du Membre de Langel.

Pour que la «range zone» à *P. salernitana* ait une signification biochronologique, il reste à prouver que cette espèce est absente du Callovien dans d'autres localités du domaine méditerranéen.

La position stratigraphique des assemblages définis dans le domaine intermédiaire est indirectement confirmée grâce à l'intercalation de coulées graveleuses (turbidites provenant de ce domaine) dans les schistes profonds du domaine à Cancellophycus, riche en Ammonites.

Ainsi à la Schopfenspitz (coupe no 94) nous avons observé *Orbitammina elliptica* formes A et B, *Alzonella* et *Archaeosepta* dans des niveaux graveleux compris entre les Couches à N. tripartitum (zone à *garantiana)* d'une part, et la zone à *macrocephalus* d'autre part (ANDREY, 1974).

A Praz-fleuri/Soladier (no 69) des échantillons de la collection GROSS (1965), situés sous la zone à *macrocephalus,* contiennent *Orbitammina elliptica* forme A, *Alzonella?* ainsi que *Mesoendothyra croatica* GUŠIĆ.

Au Staldengraben (no 95) nous avons reconnu un assemblage à *Orbitammina elliptica* forme A, *Alzonella?* et *Archaeosepta* dans des niveaux compris entre la zone à *zigzag* et des calcschistes attribués au Callovien par GISIGER (1967).

A la Hochmatt (no 92) des échantillons isolés de la collection GISIGER, que nous avons réexaminés, nous ont livré des spécimens d'*Orbitammina elliptica* forme B, *Archaeosepta* et *Kilianina* dans des niveaux vraisemblablement situés dans le Bathonien (niveau 6 de CHENEVART, 1945, p. 87).

Dans le ravin du Sulzgraben et à Wandels-W, FURRER (1977) signale la présence de *Meyendorffina bathonica* (= *Orbitammina elliptica* forme A) et d'*O. elliptica* forme B dans le membre C (= unité détritique) de la Formation du Staldengraben. Au Sulzgraben le banc à «Meyendorffines» est situé 150 m au-dessus des Couches à N. tripartitum, qui surmontent des niveaux de la zone à *garantiana.* Les calcschistes de l'unité D au-dessus des niveaux à Foraminifères sont d'âge Callovien.

A Planachaux (no 76) et Malatraix (no 68) nous avons observé *Archaeosepta* dans des bancs situés entre les Couches à N. tripartitum et les calcschistes de la zone à *macrocephalus* (FAVRE, 1952).

Enfin nous avons porté une attention toute particulière à des niveaux graveleux et gréseux bien datés du Callovien (FAVRE, 1952, p. 74), le long de la route de la Dt de Corjon. De nombreuses lames minces nous ont livré la microfaune suivante: *Protopeneroplis striata, Ophthalmidium* sp., *Trocholina* sp., *Haplophragmoïdes* sp. nov. Les genres habituels des niveaux graveleux et gréseux du Bathonien sont ici rigoureusement absents.

Ainsi la présence d'*Orbitammina* dans le Bathonien uniquement (à l'exclusion du Callovien) est pratique-

ment démontrée dans le Subbriançonnais des Préalpes. C'est une confirmation de l'extension stratigraphique du genre *Orbitammina* telle qu'elle est connue dans le Bassin de Paris (dans ce domaine ce Foraminifère est plus particulièrement caractéristique du Bathonien supérieur).
Quant au genre *Archaeosepta* son extension (Bathonien) dans les Préalpes est un peu plus restreinte que dans le Jura (Bajocien sup. - Bathonien selon WERNLI, 1970) pour des raisons de faciès.
Ce Foraminifère est absent du Callovien, comme nous l'avons vu plus haut.

2.2 Biozonation du bassin subbriançonnais

Le domaine à Cancellophycus est souvent riche en Ammonites. Ces macrofossiles ont permis l'établissement d'une biozonation permettant de reconnaître les principaux étages du Dogger. Ce sont surtout les travaux des géologues vaudois et fribourgeois qui ont permis l'introduction d'une échelle stratigraphique, que nous avons utilisée lors de nos corrélations avec les dépôts de la plate-forme. La compilation des zones d'Ammonites présentée à la fig. 10 a été établie d'après les recherches de PUGIN (1964) et GROSS (1965).
La succesion des zones est basée en grande partie sur la zonation de HAUG (1911), étant donné les difficultés à reconnaître les zones d'ARKELL (1957) dans les Préalpes; cette question est discutée par GROSS (1965, p. 746).
Il faut encore noter ici une particularité de la biostratigraphie du Jurassique des Médianes plastiques: c'est l'absence pratiquement totale des zones d'Ammonites appartenant à la partie supérieure du Callovien *(athleta-lamberti)* et à la base de l'Oxfordien *(mariae-cordatum)*. Ce fait est souligné par GROSS (1965) et il est bien connu des géologues préalpins. Nous interprétons cette particularité comme une lacune sédimentaire (non déposition et érosions?) située à la limite Dogger-Malm. Nous verrons plus bas (troisième partie) que cette lacune peut être mise en relation avec d'importants mouvements paléotectoniques de la zone axiale (mt de Chillon - Tour d'Aï) des Plastiques.
D'autre part nous avons déjà eu l'occasion d'étudier la microfaune autochtone (Foraminifères, Ostracodes, Rhyncholites, etc. ...) parfois abondante dans les joints marneux des Couches à Cancellophycus, ou Formation du Staldengraben (SEPTFONTAINE, 1970 et 1971; WERNLI & SEPTFONTAINE, 1971).
Les Foraminifères sont représentés par les groupes suivants: Lituolacea, Nodosariacea, Discorbacea, Spirillinacea, Robertinacea (Epistominidés).
Un essai de biostratigraphie a été proposé, permettant de mettre notamment en évidence la limite Aalénien-Bajocien. Le genre *Lenticulina* est la forme la plus représentée (en espèces et individus) et la plus utile pour la stratigraphie. Il faut souligner le fait que les Foraminifères (au niveau spécifique et parfois générique) du domaine à Cancellophycus (bassin ouvert) sont totalement absents des sédiments de la plate-forme briançonnaise (milieu restreint, peu profond).

2.3 Corrélations biostratigraphiques

Au premier abord il paraît assez difficile de corréler les biozonations respectives des 3 domaines paléogéographiques. En effet ces domaines sont définis par un ensemble de facteurs (bathymétrie, hydrodynamisme, type de sédiment, degré de confinement etc.) particuliers à chacun, conduisant à un véritable cloisonnement des milieux. Pourtant une étude attentive de coupes levées dans les «zones de passage» entre domaines paléogéographiques permet une corrélation satisfaisante. Les flèches sur la fig. 10 indiquent les zones où un certain mélange des assemblages de Foraminifères a été observé. On peut relever ainsi, du NW au SE:

- Le secteur interne du domaine à Cancellophycus, dans lequel les sédiments et les microfaunes du domaine intermédiaire sont interstratifiés en lentilles (barres sableuses) dans les schistes. Ces niveaux graveleux interstratifiés (resédiments) proviennent du rebord externe de la plate-forme briançonnaise (FURRER, 1977), et permettent une corrélation entre l'échelle des Ammonites et les assemblages de Foraminifères du domaine intermédiaire (voir plus haut, 2.1.2).
- La zone de passage des faciès entre le domaine intermédiaire et le domaine à Mytilus. Cette zone de transition est difficile à mettre en évidence. Dans les Préalpes bernoises (Langel, Holzerhorn) nous avons observé un mélange des assemblages de ces deux domaines, dû à la répartition exceptionnelle d'espèces tolérantes aux conditions du milieu (p. ex. *V. lugeoni* et *L. mesojurassica* intercalés dans les niveaux à *Orbitammina;* ou encore *Protopeneroplis* et *Mesoendothyra croatica* présents dans la Formation des Couches à Mytilus, au Holzerhorn).

Le résumé de nos observations est présenté sur la fig. 10. Les rares découvertes d'Ammonites dans le domaine briançonnais sont aussi indiquées; on doit y ajouter la trouvaille d'une faunule kimmeridgienne au-dessus de la F. des Couches à Mytilus en Chablais (TRÜMPY, 1949).

3. Description lithostratigraphique régionale et corrélations

Pour des raisons de commodité nous avons subdivisé notre terrain d'étude en 4 secteurs géographiques, soit du SW au NE (fig. 1 et 2, pp. 12 et 13):
1. Le Chablais occidental (entre l'Arve et la Dranse de Morzine)
2. Le Chablais oriental et les Préalpes valaisannes (entre la Dranse de Morzine et le Rhône).

3. Les Préalpes vaudoises et fribourgeoises (entre le Rhône et la vallée de la Jogne)
4. Les Préalpes fribourgeoises et bernoises (entre la vallée de la Jogne et le lac de Thoune).

Les références bibliographiques seront citées au fur et à mesure dans le texte.

Après une introduction géographique et géologique, nous donnerons une rapide description des unités lithologiques, avec un essai de corrélations. Puis nous soulignerons les éléments nouveaux apportés à la suite de nos investigations.

Nous avons limité cette description aux affleurements ou secteurs les plus significatifs pour une synthèse paléogéographique et paléotectonique (situation des coupes fig. 25, pp. 74–75).

3.1 Le Chablais occidental (entre l'Arve et la Dranse de Morzine)

3.1.1 Cadre géographique et géologique

Ce secteur couvre la terminaison SW de la nappe des Préalpes médianes en Chablais. On distingue, du NW au SE, les principaux sommets suivants: Le mt Hermone (1327 m); la chaîne Môle (1869 m) – Pte des Brasses (1502 m) – Pte des Journées (1725 m); le massif de la Pte d'Ireuse, au NE (1891 m); le massif de la Haute-Pointe, au SW (1958 m).

En se dirigeant vers la vallée de l'Arve, les structures (axes des plis) normalement SW-NE tendent à s'infléchir vers le S (Brasses), avec parfois une nette direction NW-SE (Roc de Don, Môle).

L'extrémité SW du secteur considéré est tectoniquement très complexe. Le massif de la Haute-Pointe, étudié par de nombreux géologues (Lugeon, 1896; Gagnebin, 1940; Lombard, 1940 etc.) a été récemment interprété comme un ensemble d'écailles placées dans les Médianes rigides (Septfontaine, 1976). Cet ensemble est compris entre le Lias de la série de Geblu[8] à l'E et le flysch à Helminthoïdes (nappe des Dranses, Caron, 1972) vers l'W. Le massif de la Haute-Pointe est totalement détaché des plis frontaux des Plastiques (Roc de Don, Brasses etc.). Les plis frontaux peuvent être des plis ou plis-faillés réguliers, peu tectonisés (Roc de Don, Laurent, 1963), ou des zones d'écailles avec des chevauchements (Brasses, Môle, Chaix, 1928; Bertrand, 1892; Lombard, 1977).

La partie NE du secteur considéré est tectoniquement un peu plus simple. On y reconnaît une succession de plis réguliers et de plis-faillés déversés au NW, entre le mt Billiat et le mt Hermone (Badoux & Mercanton, 1962). Ces éléments tectoniques appartiennent aux Plastiques. Les Rigides sont pratiquement absentes ici, à l'exception de quelques écailles de petites dimensions (Pte de Balme etc.) noyées dans le flysch à Helminthoïdes.

[8]Nous pensons que cette série, attribuée classiquement à l'UH, est en réalité un témoin du rebord interne des Médianes plastiques (voir la fig. 12, p. 44). Cette hypothèse était déjà pressentie par Peterhans (1926).

3.1.2 Répartition et corrélation des unités lithologiques

3.1.2.1 Le massif «Rigide» de la Haute-Pointe

Dans la zone interne du secteur étudié c'est surtout le massif de la Hte-Pointe qui a attiré notre attention, par la diversité des faciès et la signification paléogéographique particulière des unités, selon un profil N-S; les variations de faciès (passage de la plate-forme au bassin) s'effectuent parallèlement aux directions tectoniques, contrairement au reste des Médianes (Septfontaine & Lombard, 1976, p. 448).

Après avoir accumulé de nouvelles observations, tant dans le massif de la Hte-Pointe que dans le reste des Médianes, nous avons été amené à compléter et modifier le schéma présenté en 1976. Ainsi notre interprétation définitive se présente sous la forme d'un profil de corrélation chronostratigraphique (fig. 11, p. 42) que nous allons commenter depuis les unités les plus anciennes pour arriver aux plus jeunes:

L'unité la plus ancienne, transgressive sur le Trias supérieur, est de loin la plus importante à l'affleurement; elle forme des parois impressionnantes analogues à la paroi du «Malm auct.». C'est la Formation de Sommant (faciès du Membre de Mieussy) qui est fortement diachrone à la Hte-Pointe et dans le reste des Médianes. Dès l'Aalénien supérieur (Lombard, 1940) la formation transgresse sur le Trias, débarrassé des sédiments liasiques (?) précédemment déposés[9]. A la Haute-Pointe (no 31) le conglomérat de base de la F. de Sommant repose sur un substratum triasique basculé de 35° vers le NW (direction et pendage reconstitués selon la paléogéographie, fig. 26, p. 77). Cette discordance angulaire est aussi visible à Grange-Chavan (no 34). A l'E de la Hte-Pointe et à Grange-Chavan la transgression est soulignée par d'importants dépôts de brèches à éléments dolomitiques, formant parfois une masse dolomitique difficile à différencier des dolomies du Trias supérieur. Sur ces brèches, et après un épisode terrestre (paléokarst), transgresse la Formation des Couches à Mytilus. Dans le reste du massif (vers le S de la Hte-Pointe, jusqu'à la Pte d'Orchez) un faciès de plate-forme carbonatée peu profonde s'installe avec des dépôts variables (biodétritiques, oolithiques, vaseux etc. ...) d'énergie assez élevée. Ce régime de plate-forme a subsisté plus ou moins longtemps suivant la zone considérée (fig. 11):

- Au S du massif, à la Pte d'Orchez (no 32) et au Roc des Suets (no 35), le régime de plate-forme passe subitement (verticalement) au faciès de bassin de la Formation du Staldengraben, au cours du Bajocien.
- Dans la région de Geblu (no 19) la F. de Sommant très épaisse (env. 150 m) est comprise entre le Trias et

[9]Cette question sera discutée plus bas, dans la troisième partie.

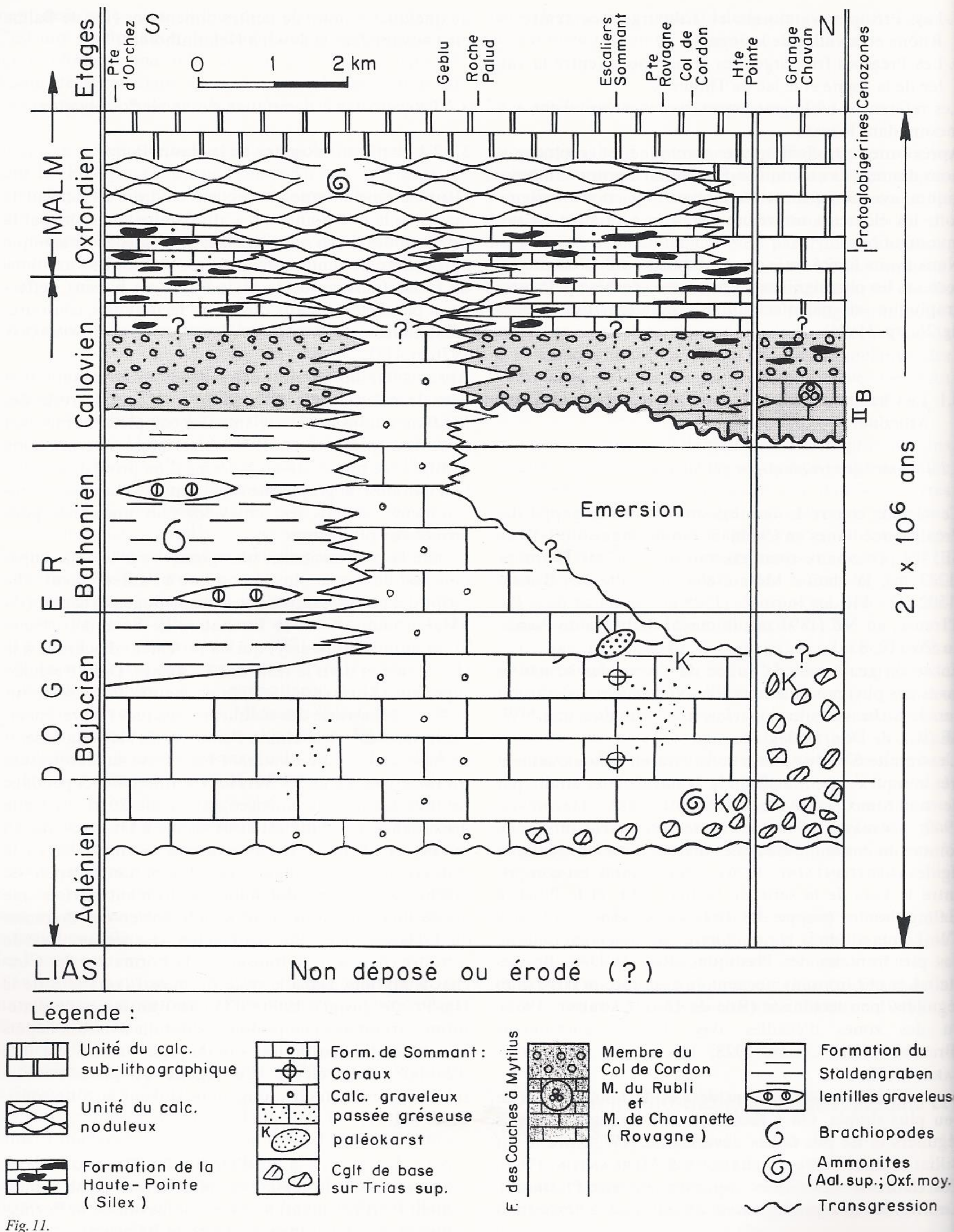


Fig. 11.

Profil de corrélation chronostratigraphique des unités lithologiques dans l'écaille de la Haute-Pointe (bloc médian du compartiment paléotecton que A) dans le SW du Chablais.

La Formation des Couches à Mytilus apparaît tardivement (au Callovien) dans cette écaille. A noter aussi la présence de la Formation de Haute-Pointe et de l'unité du calcaire noduleux (Callovo-Oxfordien) au-dessus de la F. des Couches à Mytilus, et l'absence de discontinui sédimentaire au toit de cette formation contrairement au reste des Médianes.

l'unité des calcaires noduleux (Oxfordien moyen). Il est donc très probable que cette formation s'étend de l'Aalénien jusqu'au Callovien. Cette interprétation modifie le schéma de SEPTFONTAINE & LOMBARD, 1976.

- A Roche Palud (no 17) la F. de Sommant, moins épaisse, est transgressée par le Membre du Col de Cordon (unité supérieure de la F. des Couches à Mytilus) qui contient localement des coulées biodétritiques provenant de dépôts contemporains non indurés de la F. de Sommant à Geblu. C'est un exemple de passage latéral de faciès, pendant le Callovien.
- Au niveau des Escaliers de Sommant (no 22) on observe les traces d'un important paléokarst (BAUD, MASSON & SEPTFONTAINE, 1978) dans la F. de Sommant; ce paléokarst est visible jusqu'à la Hte-Pointe et à Grange-Chavan (LUGEON, 1896; VERNET, 1964). La surface émergée a été karstifiée dans l'intervalle: Bajocien supérieur - Bathonien - Callovien inf. (?). Sur cette surface transgressent les différents termes de la F. des Couches à Mytilus.

L'unité suivante est donc la F. des Couches à Mytilus qui transgresse progressivement depuis le N (Grange-Chavan) en direction du S, ceci pendant le Callovien (cénozone IIB)[10]. Un important conglomérat de base (dont l'âge est peut-être antérieur au Callovien?) est visible sous les «Couches à Mytilus» dans les écailles annexes de Charmette et de Chavanette. C'est le Membre de Chavanette, absent à la Hte-Pointe. On observe tout au plus, à la Pte de la Rovagne (no 20), un niveau à galets roulés (de la F. de Sommant) à la base du Membre du Rubli (pl. VIII, fig. 8). Ainsi, dans une première étape, la partie supérieure du Membre du Rubli (cénozone IIB) s'étend jusqu'à la Pte de la Rovagne, ancienne ligne de rivage; puis dans une seconde étape, c'est le Membre du Col de Cordon qui transgresse vers le S sur la plate-forme émergée (karstifiée) jusqu'à la région de Geblu, ancien seuil, où règne encore le faciès de la F. de Sommant. Plus au S le Membre du Col de Cordon succède à la Formation du Staldengraben, suite à l'élévation généralisée de la plate-forme. A la Pte de la Rovagne nous avons observé un banc de 2 m de calcaire blanc à Coraux (faciès de la F. de Sommant) interstratifié dans les calcschistes fossilifères de la F. des Couches à Mytilus. Il existe donc une relation étroite entre ces deux faciès qui peuvent parfois alterner (voir aussi la coupe de Sémy, no 46 b et p. 50).

Au-dessus du Membre du Col de Cordon le faciès passe progressivement aux calcaires siliceux de la F. de la Haute-Pointe. Cette formation représente un changement radical des conditions du milieu, avec un net approfondissement de la mer, annonçant les dépôts de mer ouverte à Ammonites de l'Argovien (Oxfordien moyen). La F. de la Haute-Pointe est répartie d'une manière uniforme sur l'ensemble du massif, ainsi que dans les Plastiques. Elle peut être localement absente, ou peu développée; elle passe alors latéralement aux calcaires noduleux de l'Argovien ou à l'unité des calcaires sublithographiques. La F. de la Haute-Pointe est datée indirectement du Callovo-Oxfordien; elle est synchrone dans le SW du Chablais.

L'unité des calcaires noduleux («Argovien» auct.) est largement répartie dans le massif de la Hte-Pointe. La présence de cette unité au-dessus des «Couches à Mytilus» est inhabituelle (Lombard, 1940); c'est une particularité unique dans les Médianes, ignorée de certains géologues préalpins (CHAMOT, 1961, p. 45).

Au front de la Hte-Pointe on reconnaît deux éléments importants des Médianes rigides: les écailles de Charmette (no 26) et de Chavanette (no 29), qui devaient occuper une situation paléogéographique voisine de la situation actuelle, à proximité de la Hte-Pointe.

Dans ces deux écailles nous avons noté les particularités suivantes:

- La Formation de Sommant, bien développée à la Hte-Pointe, manque totalement.
- On note la présence d'une épaisse série conglomératique à éléments dolomitiques (Membre de Chavanette) sous la F. des Couches à Mytilus.
- L'unité du calcaire foncé (Membre du Rubli) est bien développée (une dizaine de m) contrairement à ce que l'on peut observer à la Hte-Pointe.

Enfin à la suite de nouvelles observations notamment en Chablais oriental, nous avons été amenés à reconsidérer notre interprétation tectonique (SEPTFONTAINE, 1976) du massif de Vésine, situé à l'E de la Hte-Pointe. Cette question est directement liée au problème des «Rigides» en général et des «écailles ultra-helvétiques» du vallon de Geblu-plateau de Sommant. Selon une nouvelle optique, nous considérons que l'écaille de Vésine occupait originellement la même position relative (en arrière de la Hte-Pointe) que celle qui est actuellement visible, après la mise en place de la nappe (fig. 12, p. 44). A Vésine le Jurassique transgresse sur le Rhétien[11], avec une discordance angulaire marquée (24°). La F. des Couches à Mytilus est complète, mais le Membre du Col de Cordon est peu développé.

La F. de Sommant, la F. de la Haute-Pointe et l'unité des calcaires noduleux sont absents.

Plus au N, dans la zone interne des Médianes, on retrouve des affleurements de la F. des Couches à Mytilus dans de petites écailles isolées. A la Pte de Balme (MAUTNER, 1963) nous avons reconnu (no 40) le calcaire foncé du Membre du Rubli (cénozone IIB) qui transgresse directement sur le Trias, en l'absence des unités inférieures et des cénozones I-II A. La succession des unités dans la F. des Couches à Mytilus est donc incomplète vers le bas. Cette particularité se retrouve dans les zones les plus internes (rivage S) du domaine à

[10] Comme à la Gummfluh ou à la Pte de Balme la transgression des «Couches à Mytilus» est ici très tardive (Callovien au lieu de Bajocien supérieur).

[11] On retrouve une situation analogue en Chablais oriental (Torgon) et dans les Préalpes vaudoises (vallée de la Grande-Eau).

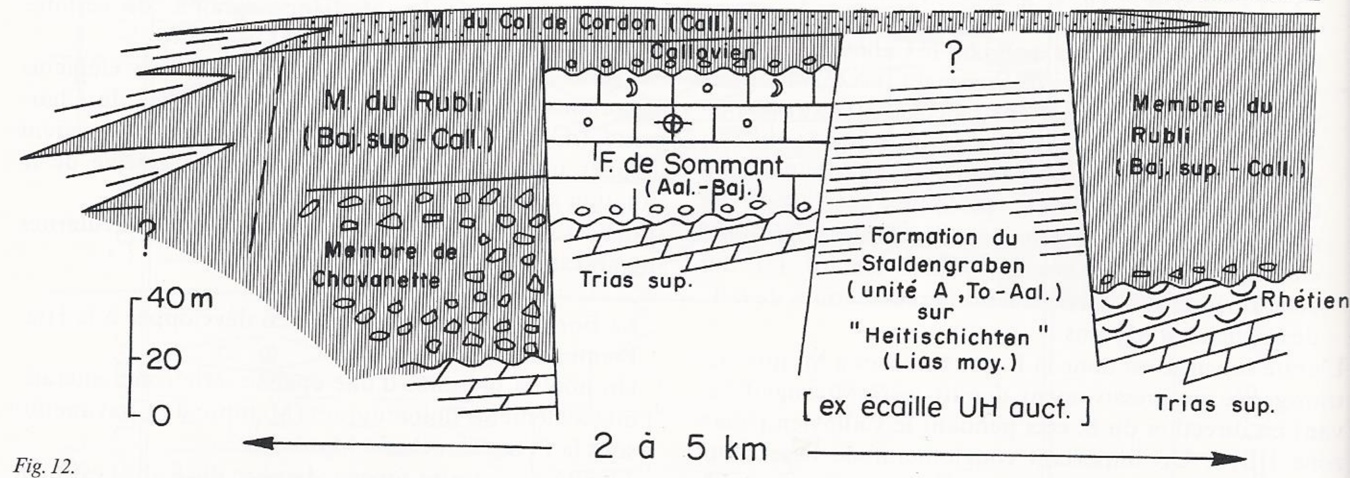


Fig. 12.
Profil palinspastique d'interprétation au Callovien dans les écailles du massif de la Haute-Pointe (compartiment paléotectonique A, SW du Chablais). L'écaille de Vésine limitée par des paléofailles appartient au rebord méridional de la nappe, et les «Couches à Mytilus» transgressent directement sur les couches du Rhétien basculées vers le NW (cette situation se retrouve à Torgon et dans la vallée de la Grande-Eau, Préalpes suisses). Le complexe écaillé Sommant-Geblu (ex UH des auteurs) appartient aux Médianes; c'est l'équivalent de la zone Bise-Tour d'Aï où se développent particulièrement les «Heitischichten». Enfin l'écaille de la Haute-Pointe correspond à la zone du Château d'Oche, qui présente toutes les caractéristiques des Rigides (SEPTFONTAINE, 1976) mais ici au milieu des Plastiques.

Mytilus, à Dréveneuse et à la Gummfluh, ainsi que dans le massif de la Hte-Pointe.

3.1.2.2 Les Plastiques

La succession des unités lithologiques est la suivante, de haut en bas stratigraphiquement, sous l'unité des calcaires sublithographiques (Oxf. sup.-Kimmeridgien (?)):

L'unité du calcaire noduleux, qui peut passer latéralement et localement à un calcaire échinodermique (mt Mailly, Onnion etc.) ou à la F. de la Haute-Pointe. Age: Oxfordien moyen.
La Formation de la Haute-Pointe, qui présente les mêmes caractéristiques que dans les Rigides, à l'exception de l'unité échinodermique gréso-glauconieuse de la Vernaz. Age: Callovo-Oxfordien.
La Formation du Staldengraben («Marnes à Posidonies» auct.) d'épaisseur réduite dans le SW du Chablais (10 à 170 m). Age: Bajocien à Callovien.
La Formation des Brasses. Cette unité siliceuse est très développée à La Pte des Brasses, au Môle et au Roc de Don. Elle peut passer localement (Pte d'Orchez) à un faciès voisin de celui de la F. du Staldengraben, avec une diminution de la teneur en silice et une augmentation des niveaux calcschisteux. Age: Toarcien(?) à Bajocien(?).
L'unité des calcaires échinodermiques, qui passe progressivement à la F. des Brasses. Cette unité contient fréquemment des gravillons dolomitiques. Age: Lias moyen et supérieur.

Cette succession est aussi valable dans l'ensemble pour la portion NE du Chablais occidental (mt Hermone, mt Billiat, La Vernaz, vallée de la Dranse d'Abondance, carte géol. Thonon-Châtel 1:50 000), compte tenu de certaines variations du faciès ou des épaisseurs affectant les formations considérées (voir dans la première partie de ce travail la rubrique «variations latérales» du chapitre 2).
Le faciès du «Marbre de la Vernaz» décrit par BADOUX & MERCANTON (1962, p. 166) est riche en débris bioclastiques. Dans la localité type de la Vernaz (no 43) ce faciès montre cependant toutes les caractéristiques de l'unité des calcaires noduleux («Argovien» auct.). Il nous paraît donc inutile d'introduire ici une nouvelle unité lithologique pour une variation mineure de faciès.
Sur la rive gauche du Brévon, au Rocher d'Ombre (no 18), ORLOFF (1962) signale un faciès graveleux et oolithique («faciès d'Ombre» ou «Dogger intermédiaire») interstratifié dans la F. du Staldengraben; c'est l'unité détritique C de la F. du Staldengraben. Nous n'avons cependant pas retrouvé ces niveaux sur le terrain. Notons encore que dans cette même localité l'unité

des calcaires noduleux est absente. On observe, à la base des calcaires sublithographiques, un banc de quelques décimètres riche en silex roulés (galets arrondis, remaniés) dans une matrice schisteuse.

3.1.3 Résumé des éléments nouveaux

Une définition stricte des unités lithologiques en formations avec l'aide du microfaciès et de la microfaune, nous a permis d'élaborer un schéma général de corrélation (fig. 11, p. 42):

- La Formation de Sommant est considérée comme un corps sédimentaire complexe (renfermant des faciès variables) bien différencié du Membre du Col de Cordon. Dans la chaîne Hte-Pointe-Pte d'Orchez les auteurs avaient parfois confondu ces deux unités.
- Nous avons reconnu le caractère transgressif du Membre du Col de Cordon (membre supérieur de la F. des Couches à Mytilus) sur la F. de Sommant, aux Escaliers de Sommant et à Roche Palud.
- La F. de Sommant est diachrone dans le massif de la Hte-Pointe; elle peut passer latéralement au Membre du Col de Cordon ou à la F. des Brasses.
- Nous avons souligné l'importance d'un paléokarst jurassique (principalement d'âge Bathonien) développé aux dépens de la F. de Sommant entre la Hte-Pointe et Roche Palud.
- Les Foraminifères mis en évidence dans le Membre du Rubli (Septfontaine, 1977) nous ont permis de dater la transgression des «Couches à Mytilus» du Callovien dans l'écaille principale de la Hte-Pointe, ainsi qu'à la Pte de Balme. Dans ces deux localités la F. des Couches à Mytilus est incomplète vers le bas (absence du Membre de Chavanette et des calcschistes fossilifères, avec les cénozones I et II A).
- La signification paléogéographique et paléotectonique du massif de la Hte-Pointe sera discutée plus bas, en relation avec le reste du Chablais (troisième partie). Nos conclusions remettent en lumière certaines conceptions de Peterhans (1926), concernant le Lias de Geblu et la théorie des «géanticlinaux».

3.2 Le Chablais oriental et les Préalpes valaisannes (entre la Dranse de Morzine et le Rhône)

3.2.1 Cadre géographique et géologique

Nous avons subdivisé le Chablais oriental en 3 zones (cartes géol. Thonon-Châtel 1:50 000 et Monthey 1:25 000):

1. Une première zone comprise entre la Dranse de Morzine et la Dranse d'Abondance, où culminent le mt Ouzon (1880 m) et la Pte de Tréchauffex (1626 m). Cette zone est occupée par les Médianes plastiques, qui montrent une succession de plis et de plis-faillés chevauchant, déversés vers le NW (Badoux & Mercanton, 1962). A l'W d'Abondance affleure un petit massif appartenant à la terminaison SW de l'écaille du mt Chauffé (Rigides).
2. Une deuxième zone comprise entre la Dranse d'Abondance et une ligne passant par St-Gingolph, la Dt du Velan (2090 m), le Sex de la Callaz et la Chapelle d'Abondance. Les Plastiques sont représentées par une succession de larges plis aux flancs parfois étirés, déversés vers le NW. Au niveau du Château d'Oche (2198 m) la tectonique montre un style cassant, marqué par le chevauchement de plusieurs écailles de calcaire massif. Chamot (1961) note qu'il s'agit «d'une série d'écailles anticlinales composées essentiellement de Trias dolomitique et de Malm oolithique». Cette zone rigide est encadrée par deux chevauchements (le plus important est celui de la Dt d'Oche) qui se rejoignent vers le SW pour former le décrochement de Bonnevaux. Enfin reposant sur la bordure méridionale des Plastiques le mt Chauffé (2095 m) est une importante écaille des Rigides.
3. Une troisième zone qui comprend le reste du Chablais oriental et les Préalpes valaisannes jusqu'à la vallée du Rhône. Au S les Rigides sont représentées par la «dalle de Dréveneuse» (Badoux, 1962).

3.2.2 Répartition et corrélation des unités lithologiques

3.2.2.1 Entre la Dranse de Morzine et la Dranse d'Abondance

Dans la première zone la Formation du Staldengraben («Couches à Cancellophycus» auct.) est bien développée, mais l'unité détritique C est absente. La succession lithologique reste identique à celle décrite plus haut, dans la région de la Vernaz. L'unité des calcaires spathiques située à la limite Dogger-Malm, est particulièrement développée à la Tête du Mottay, à l'E du Jotty. C'est un équivalent latéral probable de la Formation de la Haute-Pointe (unité échinodermique gréso-glauconieuse) et de l'unité des calcaires noduleux.
La grande barre rocheuse, au N du village de Bonnevaux, est composée de calcaires dolomitiques et de dolomies spathiques bréchoïdes gris ou brun du Trias (jusqu'à l'altitude de 1280 m) et non de Malm comme l'indique la carte Thonon-Châtel 1:50.000. Sur la route forestière (coord. 933,36; 154,10) on observe le contact Malm sur Trias, qui s'effectue par l'intermédiaire d'un niveau bréchique de 5 cm d'épaisseur (pl. IX, fig. 8). Quant au niveau grossièrement oolithique de Badoux & Mercanton (1962, p. 166), il s'agit du faciès à microncolithes et Protoglobigérines de l'unité des calcaires sublithographiques (faciès de mer ouverte). Ainsi la coupe de Bonnevaux (no 46a) montre clairement une importante lacune sédimentaire du Lias et du Dogger. On retrouve une lacune de cette importance dans la région de Corbeyrier et dans les écailles rigides de la Gummfluh et des Spillgerten.

3.2.2.2 Entre la Dranse d'Abondance et le Sex de la Callaz

Dans la deuxième zone on distingue du NW au SE les 3 domaines paléogéographiques classiques au Bathonien (fig. 3, p. 13, et 30, p. 81):

- Le domaine à Cancellophycus, dans lequel on observe la succession lithologique suivante, de haut en bas stratigraphiquement (BADOUX & MERCANTON, 1962):

  L'unité des calcaires noduleux de quelques dizaines de m d'épaisseur; cette unité disparaît vers le S à partir de la Dt d'Oche. Age: Oxfordien moyen.
  La Formation du Staldengraben, qui mesure plus de 600 m au mt Benant; cette épaisseur diminue vers le S. L'unité détritique C est peu développée; cependant les niveaux graveleux, oolithiques et oncolithiques de cette unité prennent une certaine importance au front de la Dt d'Oche.
  Age: Toarcien à Callovien.
  La Formation des Brasses, qui mesure 100 à 200 m. Cette formation est répartie dans la zone frontale des Plastiques (mt Forchat, Meillerie, St Gingolph, mt Benant). Dans des plis plus internes (Riandaz, Dt d'Oche) la F. des Brasses passe latéralement à l'unité des calcaires échinodermiques.
  Age: Pliensbachien – Domérien.
  L'unité des calcaires échinodermiques, qui mesure quelques dizaines de m (80 m à Lullin). Dans la zone externe (mt Forchat) la F. des Brasses passe verticalement à l'unité des calcaires échinodermiques par l'intermédiaire d'un diastème (lacune du Pliensbachien inférieur). Il est intéressant de noter que les calcaires échinodermiques sont parfois riches en gravillons dolomitiques, provenant d'un relief triasique émergé.
  Age: Sinémurien à Aalénien(?).

- Le domaine intermédiaire. Ce domaine paléogéographique est représenté par la Dt d'Oche, le Roc du Château d'Oche et devait s'étendre sur une grande partie (zone lacunaire) de l'anticlinal Pte de Pelluaz – mt de Chillon. Il possède une signification paléogéographique et paléotectonique particulière; on y observe en effet d'importantes lacunes sédimentaires, du Lias au Dogger inférieur (Château d'Oche, Chalets de Neuteu). Ce caractère lacunaire avait déjà été reconnu par PETERHANS (1926).
  Nos investigations à la Dt d'Oche et sur le flanc S du Château d'Oche nous ont amené à revoir l'interprétation litho- et chronostratigraphique des séries jurassiques proposée par les auteurs modernes (CHAMOT, 1961; BADOUX & MERCANTON, 1962). C'est ainsi qu'à la Dt d'Oche (no 47) nous avons observé les formations suivantes, de haut en bas stratigraphiquement:

  Les calcaires oncolithiques à Calpionelles, d'épaisseur indéterminée (quelques dizaines de m). Ces calcaires montrent localement le développement d'un faciès grossièrement oncolithique (pl. X, fig. 5–6), riche en Calpionelles, notamment au contact avec les «Couches rouges» du Crétacé supérieur (couloir SW de la Dt d'Oche). Les calcaires oncolithiques transgressent directement sur la Formation de Sommant. L'unité des calcaires sublithographiques à Protoglobigérines est absente, comme à Nairecou (Préalpes vaudoises).
  Age: Tithonique supérieur.
  La Formation de Sommant (= «Malm coralligène» PETERHANS, 1926; «Malm inférieur» BADOUX & MERCANTON, 1962).
  Cette formation comprend un faciès vaseux dans sa partie supérieure, riche en Coraux, sur une épaisseur de quelques dizaines de m. En dessous on observe 40 m de calcaire graveleux, oolithique, à gravillons dolomitiques, avec quelques intercalations de calcaire fin à Coraux.
  Par analogie avec la coupe du Sex de la Sarse (voir p. 55) nous datons la F. de Sommant à la Dt d'Oche du Bajocien supérieur-Bathonien; cet âge est confirmé par la micropaléontologie au Château d'Oche.
  La Formation du Staldengraben. La F. de Sommant passe soudainement, dans sa partie inférieure, à un faciès marneux sur environ 50 m. C'est la Formation du Staldengraben, en partie recouverte par l'éboulis. On retrouve quelques bancs massifs de calcaire coralligène (appartenant à la F. de Sommant) à proximité de la limite lithologique avec l'unité des calcaires échinodermiques sous-jacente.
  Ainsi, pour résumer, on peut dire que plus de la moitié de la paroi de «Malm» à la Dt d'Oche appartient en réalité à la Formation de Sommant datée du Dogger.

  Au S de la Dt d'Oche le massif du Château d'Oche est composé d'un empilement d'écailles rigides (PETERHANS, 1926; CHAMOT, 1961). C'est surtout le flanc S du massif qui nous intéresse ici. L'interprétation stratigraphique que nous présentons ci-dessous remet en question l'ordre de succession classique des unités lithologiques dans le massif ainsi que les limites de certaines écailles tectoniques. Comme cadre tectonique général nous nous référons provisoirement au profil donné par PETERHANS (1926, p. 227) où l'on voit que le Château d'Oche se décompose en 3 écailles principales de Trias et Jurassique. Cependant rappelons que les conglomérats à charbon du «Néocomien» décrits par cet auteur appartiennent en réalité au Dogger supérieur. Nous décrirons une coupe (no 50) de référence située dans l'écaille la plus méridionale, à proximité et dans le couloir oriental du Château d'Oche (fig. 13). Dans cette écaille notre interprétation (A) diffère de celle de CHAMOT (1961), présentée en (B); nous avons observé la succession suivante, non perturbée tectoniquement, depuis le Trias jusqu'au Malm, de haut en bas stratigraphiquement:

  L'unité des calcaires sublithographiques (ou base du «vrai» Malm). A la base cette unité se caractérise ici par un microconglomérat à gravier dolomitique avec quelques quartz détritiques. La matrice est composée des éléments qui définissent le microfaciès typique de

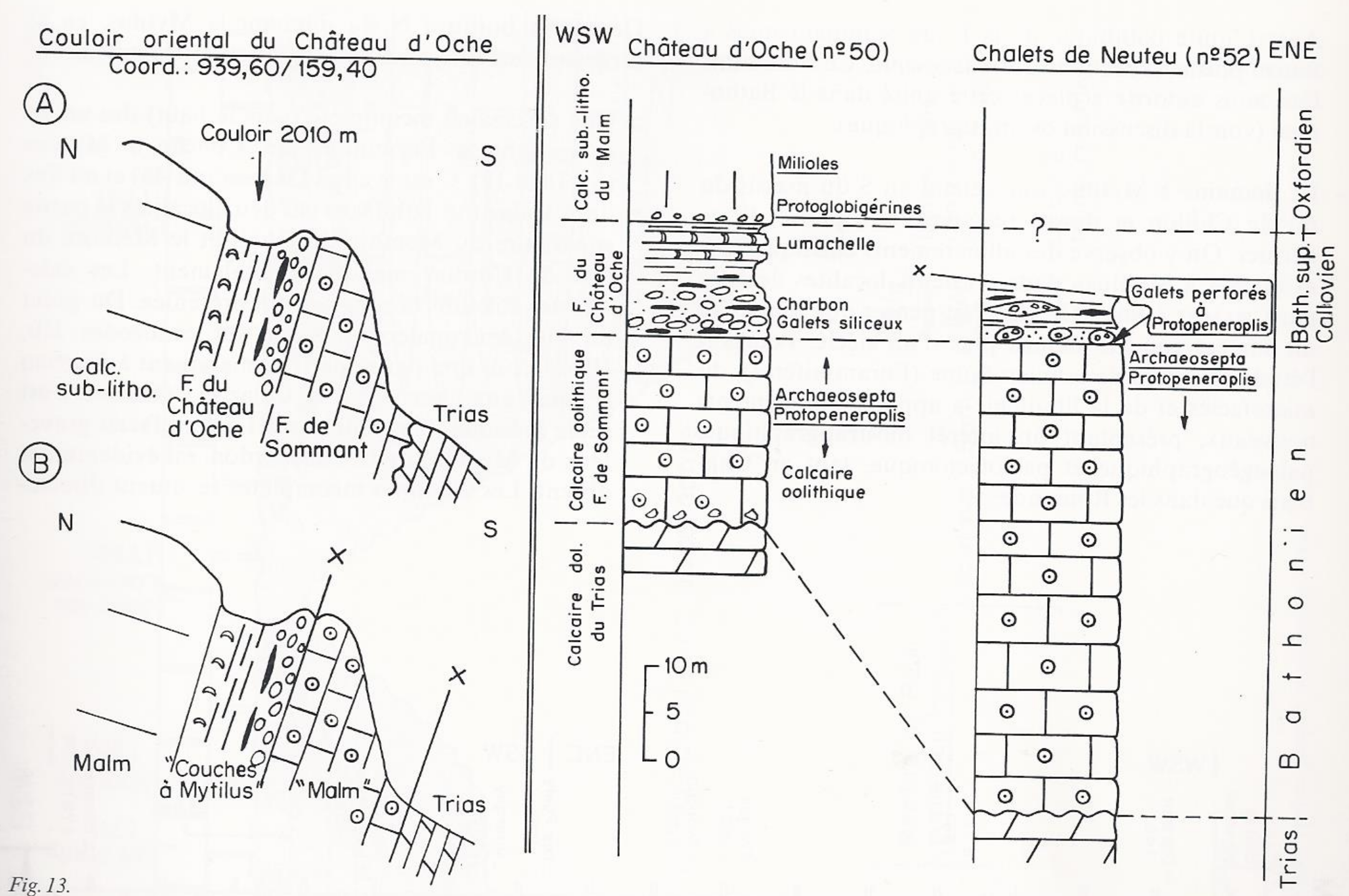


Fig. 13.
Interprétation nouvelle (profil A) de la coupe du Château d'Oche (no 50 en annexe), sans contacts tectoniques. La Formation de Sommant transgresse sur le Trias sup.; la F. du Château d'Oche repose stratigraphiquement sur la F. de Sommant. Le profil B donne l'interprétation de Chamot (1962), sous la forme d'un empilement d'écailles tectoniques.
A droite de la figure on a schématisé le log de la Formation du Château d'Oche (no 50) dans la localité type du couloir oriental; une corrélation avec la coupe plus orientale des Chalets de Neuteu (no 52) est présentée; la F. du Château d'Oche (ex «Couches à Mytilus» des auteurs) remanie le sommet de la F. de Sommant. Datations nouvelles par les Foraminifères.

l'unité: les microncolithes et les Protoglobigérines. Environ 2 m au-dessus de la base on observe un niveau particulièrement riche en Milioles (*Planiinvoluta* sp., *Ophthalmidium* sp.). L'âge de ces niveaux est probablement Oxfordien.

La Formation du Château d'Oche (12 m). Elle comprend dans sa partie inférieure des niveaux conglomératiques (galets siliceux arrondis provenant du Lias moyen) alternant avec des passées schisto-gréseuses, charbonneuses.

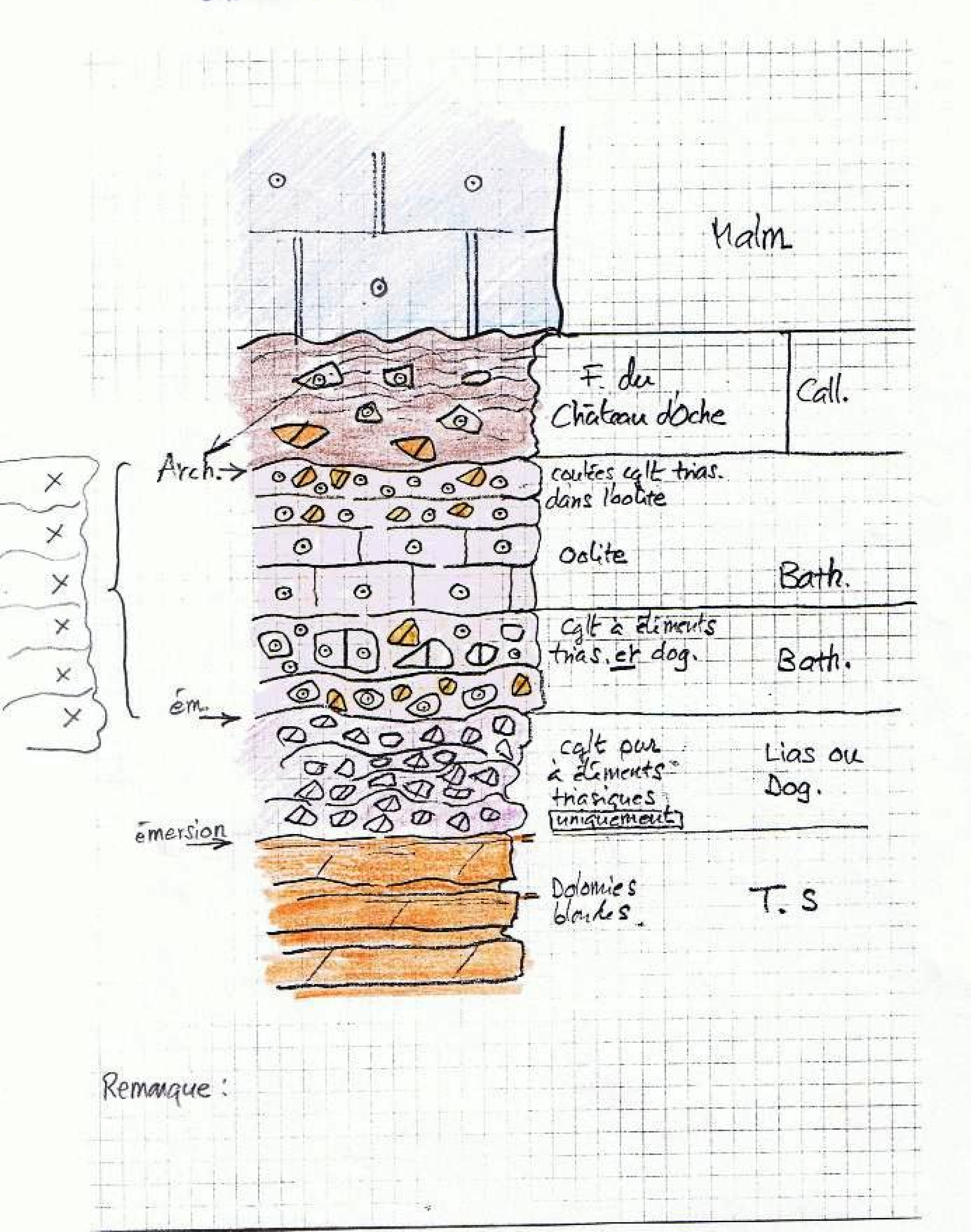
Age: Callovien à Oxfordien inférieur(?). Rappelons que cette formation se situe au-dessus des niveaux à *Archaeosepta* du Bathonien (ex. «Couches de Vervine» du Séquanien).

La Formation de Sommant, qui montre le faciès oolithique du Membre de Langel (20 m). Il faut souligner, dans ces calcaires, l'absence de niveaux graveleux (bioclastes, lithoclastes) ou gréseux; l'oolithe est presque pure. Cette particularité permet de différencier sans ambiguité la F. de Sommant des niveaux graveleux du Membre du Col de Cordon, absents ici. Nous avons constaté, à la suite de Peterhans (1926), que l'unité oolithique était transgressive sur les dolomies du Trias (pl. XI, fig. 5), contrairement à l'interprétation de Chamot (1961), Badoux & Mercanton (1962), qui faisaient passer un chevauchement tectonique majeur entre le Trias et le Jurassique.

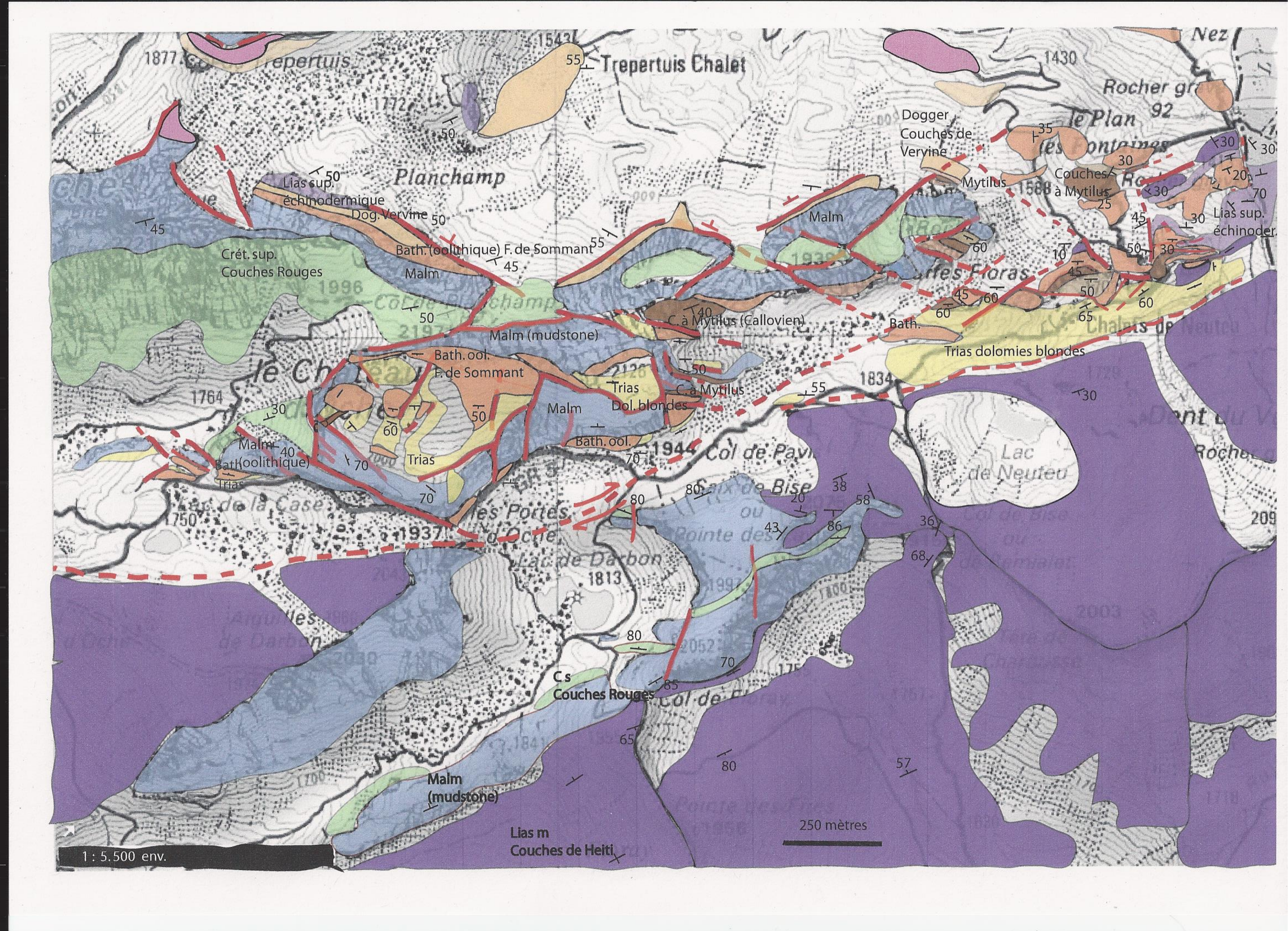
Aux chalets de Neuteu, à l'endroit où le sentier de Novel tourne vers le N, nous avons revu la coupe (no 52) levée par Chamot (1961). En ce lieu la succession des unités lithologiques est inverse par rapport à l'interprétation de cet auteur (fig. 13). La présence de galets calcaires perforés (pl. IV fig. 5–6) provenant de la F. de Sommant (unité oolithique à *Protopeneroplis)* et remaniés dans le conglomérat de base de la F. du Château d'Oche prouve d'une manière indubitable que cette unité est transgressive sur la F. de Sommant. Les calcaires du «vrai» Malm (unité des calcaires sublithographiques) sont absents pour des raisons tectoniques. Ainsi on retrouve, l'absence du Malm mise à part, la même succession lithologique aux Chalets de Neuteu[12] et dans le couloir oriental du Château d'Oche.

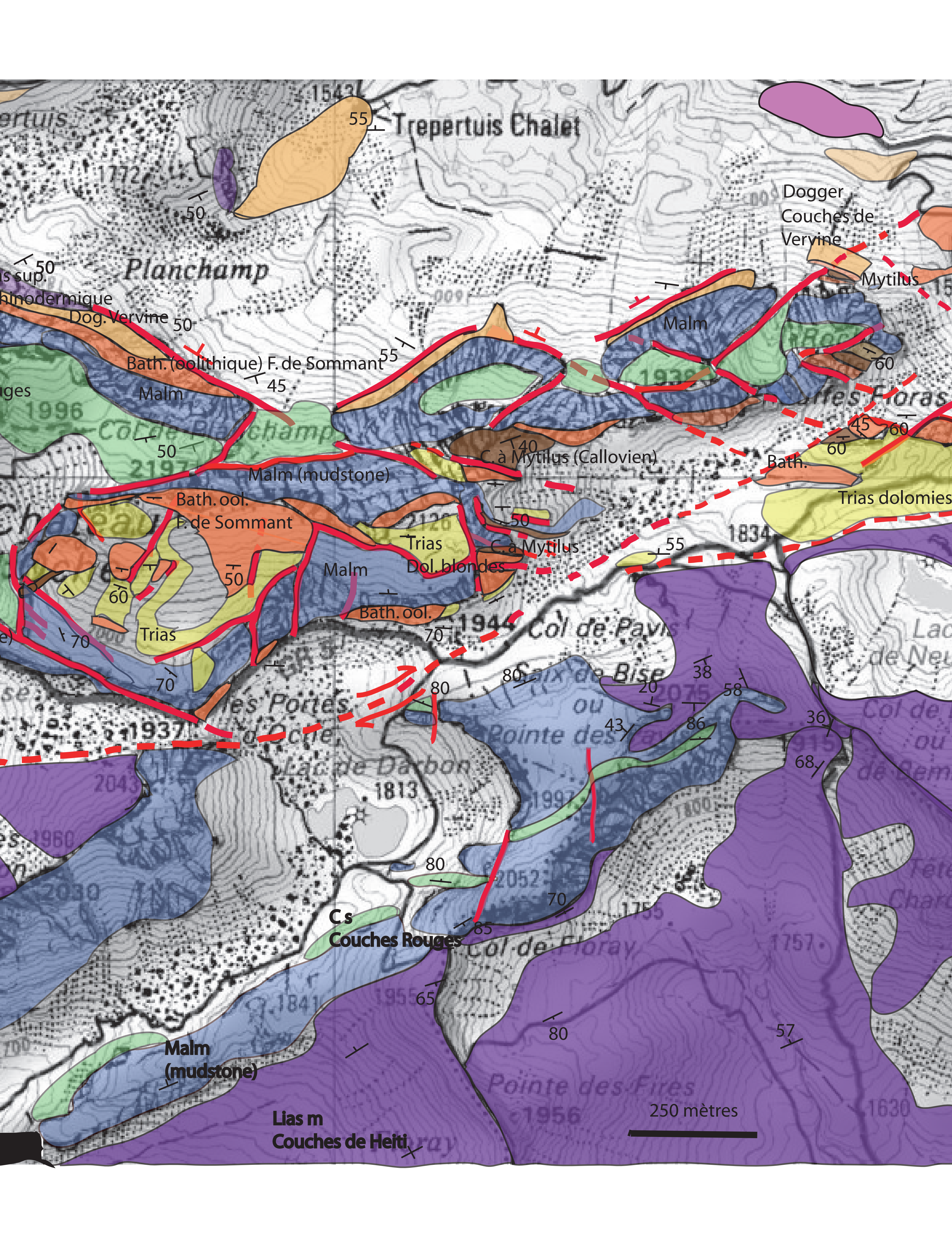
[12] Dans cette localité on observe parfois des lambeaux de l'unité des calcaires échinodermiques, entre le Trias et le Dogger, préservés des érosions anté-Dogger.

Coupe synthétique
pente méridionale du
château-d'Oche.



Remarque :


Trepertuis Chalet
Planchamp
Lias sup. échinodermique
Dog. Vervine
Bath. (oolithique) F. de Sommant
Malm
Crét. sup. Couches Rouges
Malm (mudstone)
Bath. ool. F. de Sommant
Trias
Malm Bath (oolithique)
C. à Mytilus (Callovien)
Trias Dol. blondes
C. à Mytilus
Bath. ool.
Dogger Couches de Vervine
Mytilus
Couches à Mytilus
Lias sup. échinoder.
Bath.
Trias dolomies blondes
Lac de Neuteu
Col de Bise
Col de Pavi
Les Portes d'Octe
Lac de Darbon
Aiguilles de Darbon
Lac de la Case
Rocher gris
Le Plan
Cs Couches Rouges
Col de Floray
Malm (mudstone)
Lias m Couches de Heiti
250 mètres
1 : 5.500 env.



Trepertuis Chalet
Planchamp
Dogger
Couches de
Vervine
Mytilus
Dog. Vervine
Bath. (oolithique) F. de Sommant
Malm
Col de Planchamp
Malm (mudstone)
C. à Mytilus (Callovien)
Bath. ool.
F. de Sommant
Trias
Dol. blondes
C. à Mytilus
Trias dolomies
Bath.
Bath. ool.
Col de Pavis
Les Portes d'Ocre
Lac de Darbon
Pointe des
C s
Couches Rouges
Col de Floray
Malm
(mudstone)
Lias m
Couches de Heiti
Pointe des Fires
250 mètres

Profils géologiques à travers la carte Château d'Oche-Neuteu et interprétation sédimentologique

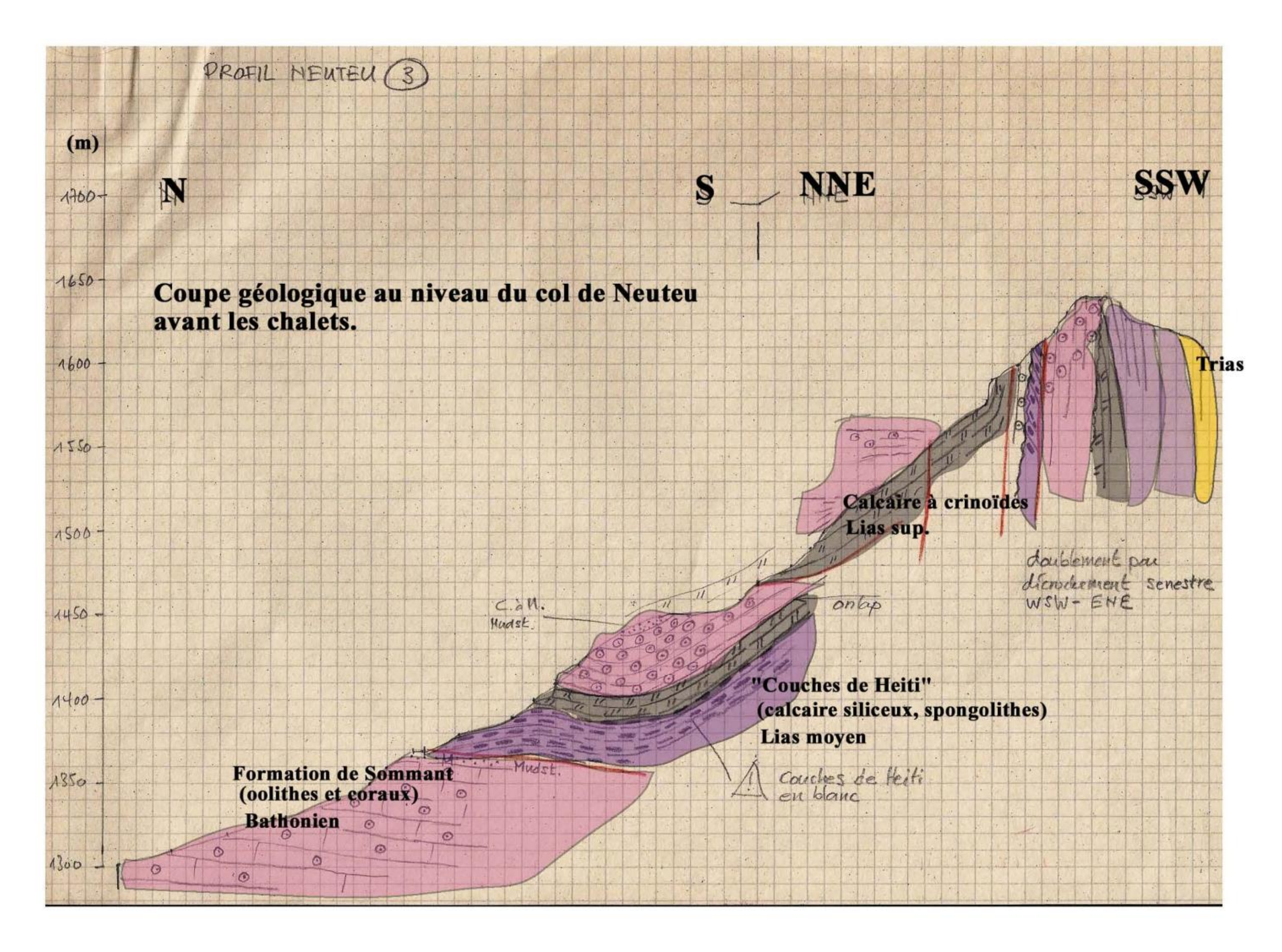


Fig. 1. Profil Neuteu 3, passant à travers le flanc oriental du col (falaise) ; la Formation du Château d'Oche à charbons = « Couches à Mytilus « (Chamot, 1961) affleurent à une dizaine de mètres du profil, au col. Elles ne sont pas représentées ici. Voir la Fig.2 .

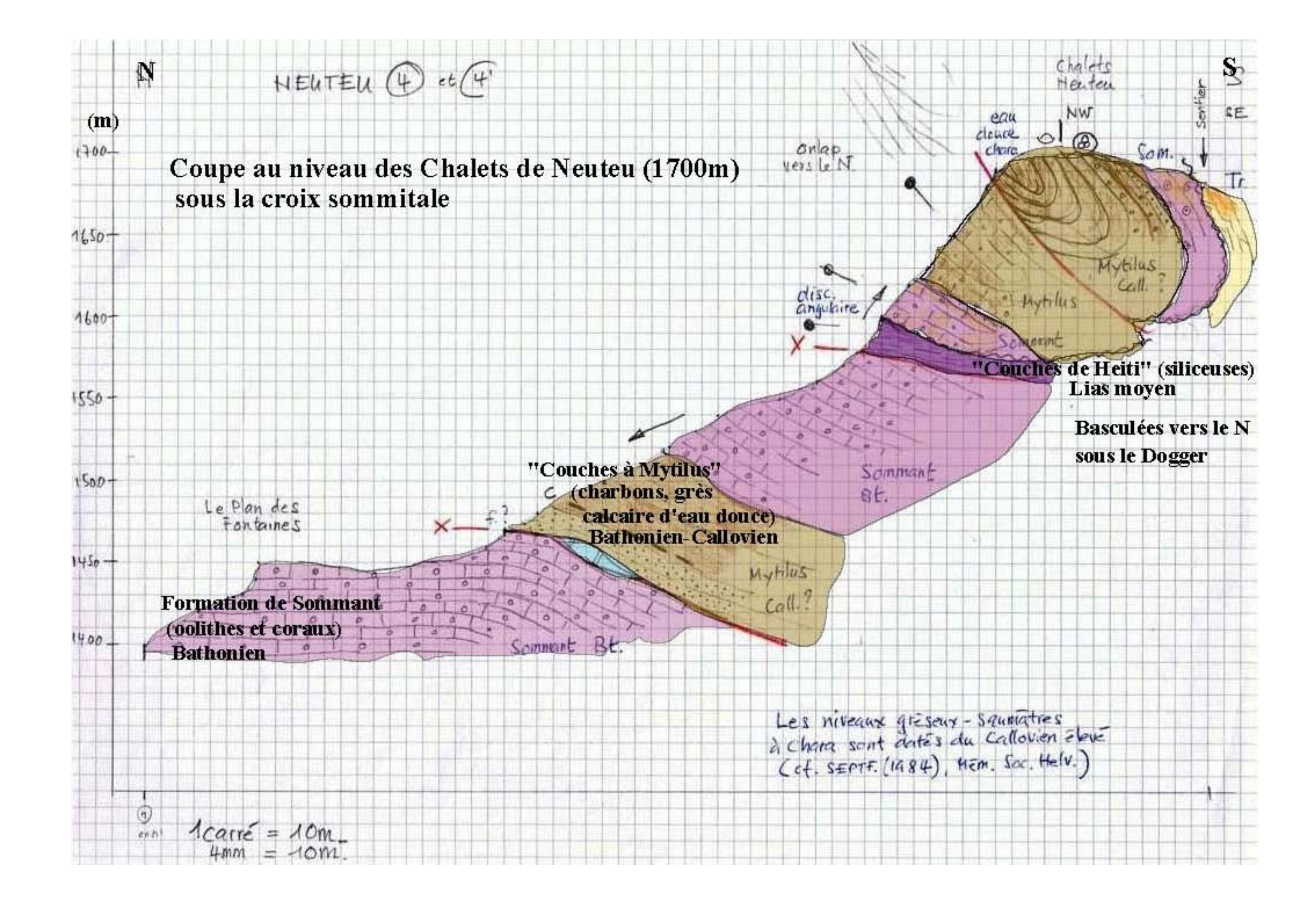


Fig. 2. Profil Neuteu 4, passant par les Chalets de Neuteu. On notera la structure en pli synclinal, pincé et charrié, des « Couches à Mytilus » au niveau de la Croix et la discordance angulaire des « Couches de Heiti » du Lias moyen (en violet), sous la Formation de Sommant (en rose) du Bathonien. Voir photo p. 88.

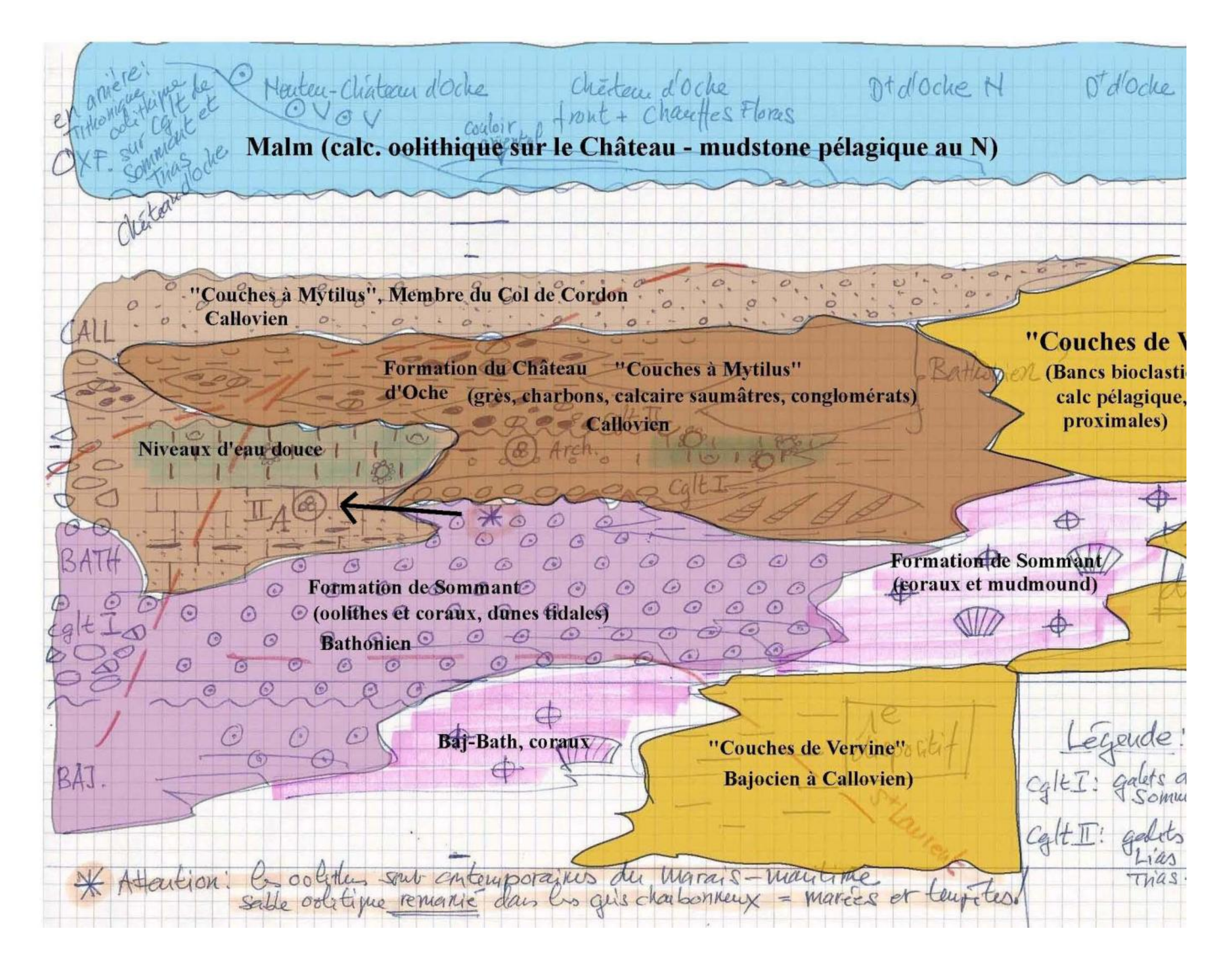


Fig. 3. Profil de corrélation stratigraphique schématique et synthétique de la zone Château d'Oche – Neuteu et environs. La présence d'oolithes déplacées dans les couches gréseuses et charbonneuses de la Formation du Château d'Oche (Bathonien-Callovien), est due au courant de marées ou aux tempêtes qui ont traversé la barrière externe de sable calcaire et coraux solitaires en direction du marais maritime, lagon saumâtre (flèche). Voir aussi la fig.4.

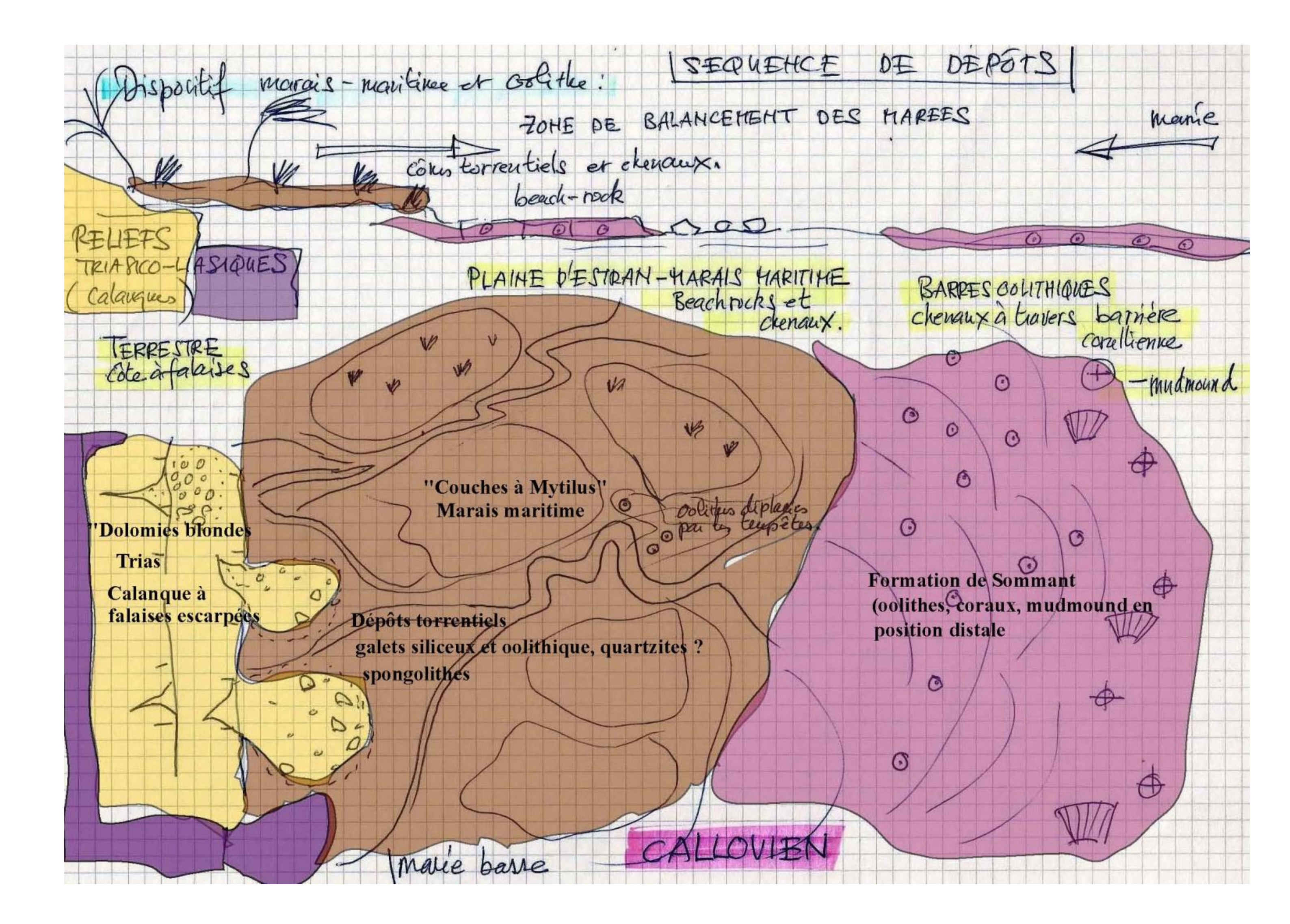
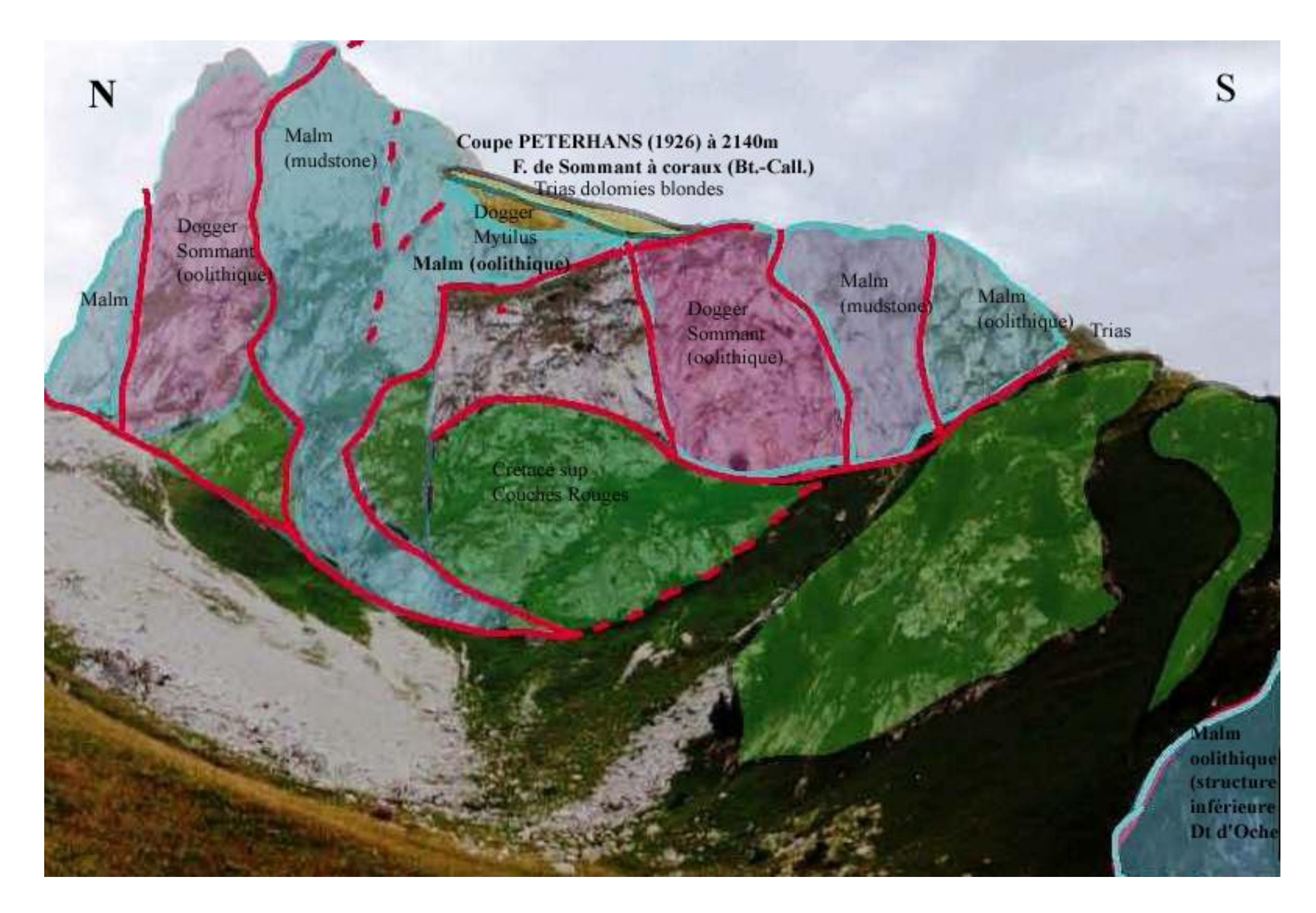


Fig. 4. Milieux de dépôts des formations calloviennes (vue d'avion) dans la zone Château d'Oche-Neuteu. Ce dispositif éphémère est en constante transformation, en fonction des courants de marées et des tempêtes (voir aussi la fig.3). On notera aussi la présence d'un « mudmound » au Nord, analogue à celui de Sommant, dans la zone la plus distale (sous la Dt d'Oche).

Le relief triasico-liasique érodé (au Sud) est lié aux mouvements verticaux des écailles de la zone Château d'Oche-Corbeyrier. Comme à Sommant (diplôme Gilly, 1990), les paléofalaises peuvent atteindre une centaine de mètres… La présence d'une plaine d'estran (marais maritime) est ici exceptionnelle.

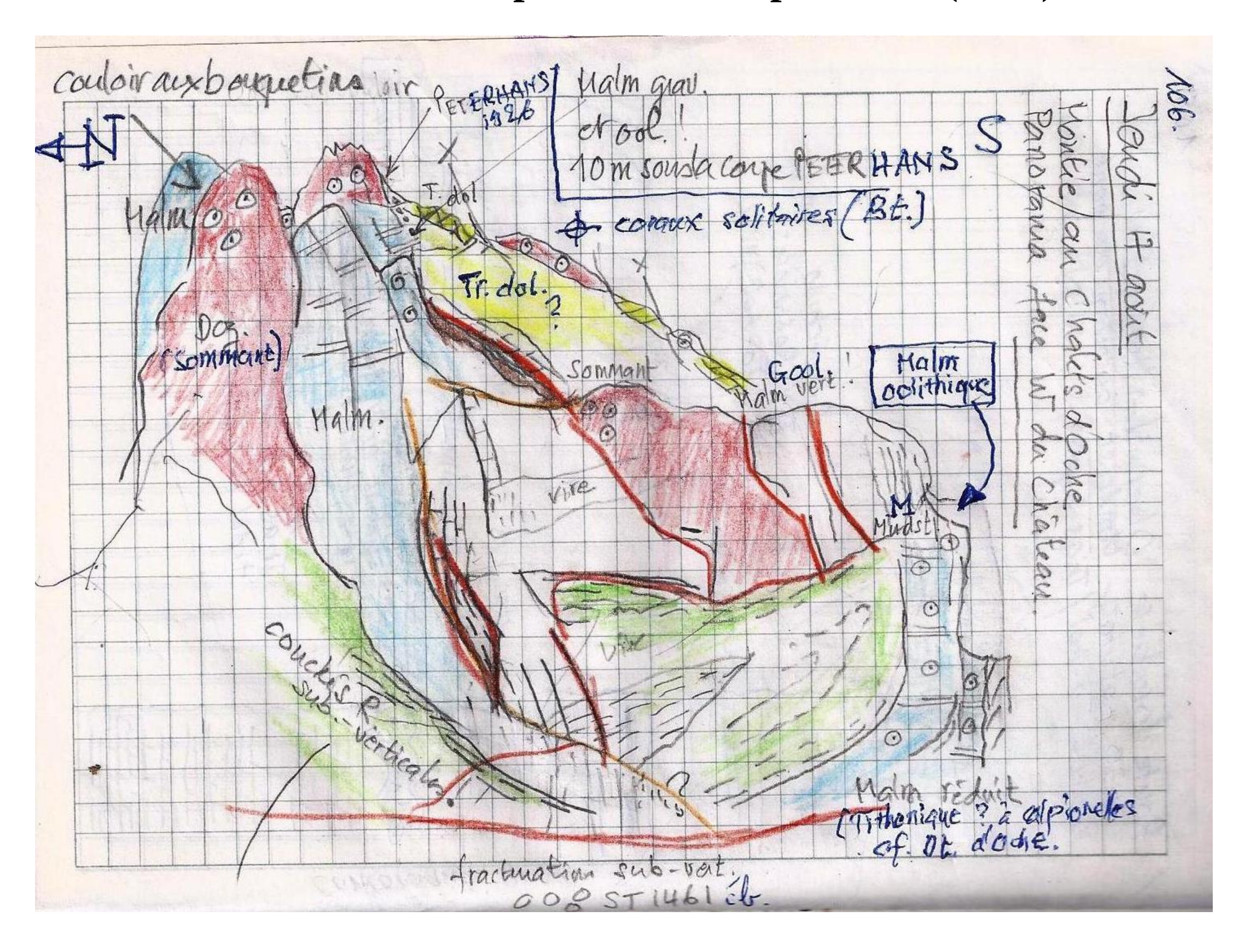
Profil de la falaise occidentale du Château d'Oche, vu des Chalets d'Oche



Ci-dessus : le train d'écailles jurassiques (env. 300m) est chevauchant sur le Crétacé (Couches Rouges) de la structure inférieure de la Dent d'Oche. Des lames de Crétacé sup. (en vert) sont insérées entre les écailles (bourrage tectonique). La pression, venant du sud, est due à la structure anticlinale de Bise. On notera que cette disposition « en dominos » unique dans les Alpes (hormis les zones de mélanges tectono-sédimentaires entre nappes) se retrouve plus complexe (plis renversés, rétrochariages etc.) dans le profil oriental, voir p. 48c. Ainsi, le massif du Château d'Oche est découpé par des failles N-S ou N50, en compartiments de structures différentes, sans corrélation possible. Le modèle en « rampes et plats » n'est pas applicable ici.

Des informations provenant du gouffre du Château (-620m), traversant tout le massif de l'Ouest en Est, apporteront peut-être des éléments nouveaux (?). Comm. Pers. De Thomas Philippe et du club spéléo des Mémises (automne 2014).

Extrait du carnet de notes, première interprétation (1995)





Contact scellé entre la Formation de Sommant oolithique (en bas) et le calcaire pélagique du Malm (en haut).

Ce contact est visible sous le sommet du Château, en dessous de la coupe de Peterhans (1926).

Falaise orientale du Château d’Oche, vue du haut des Chalets de Neuteu (env.750m).
Interprétation tectonique ci-dessous, d’une complexité extrême !
Orientation Sud-Nord. Largeur : environ 300m. Altitude sommet : 2125m

Les contacts stratigraphiques : 1.Erosion puis transgression des dépôts jurassiques sur le Trias (à l’extrême gauche). 2. Erosion, troncature avec conglomérat (oolithe du bathonien et spiculites liasiques) de la F. du Château d’Oche (argiles et charbons) sur la F. de Sommant (couloir E). 3. Transgression des calcaires pélagiques (mudstones)

ou oolithiques du Malm après érosion du sommet de la F. du Château d'Oche (= sommet des *Couches à Mytilus*) datée ici du Dogger supérieur (Callovien).

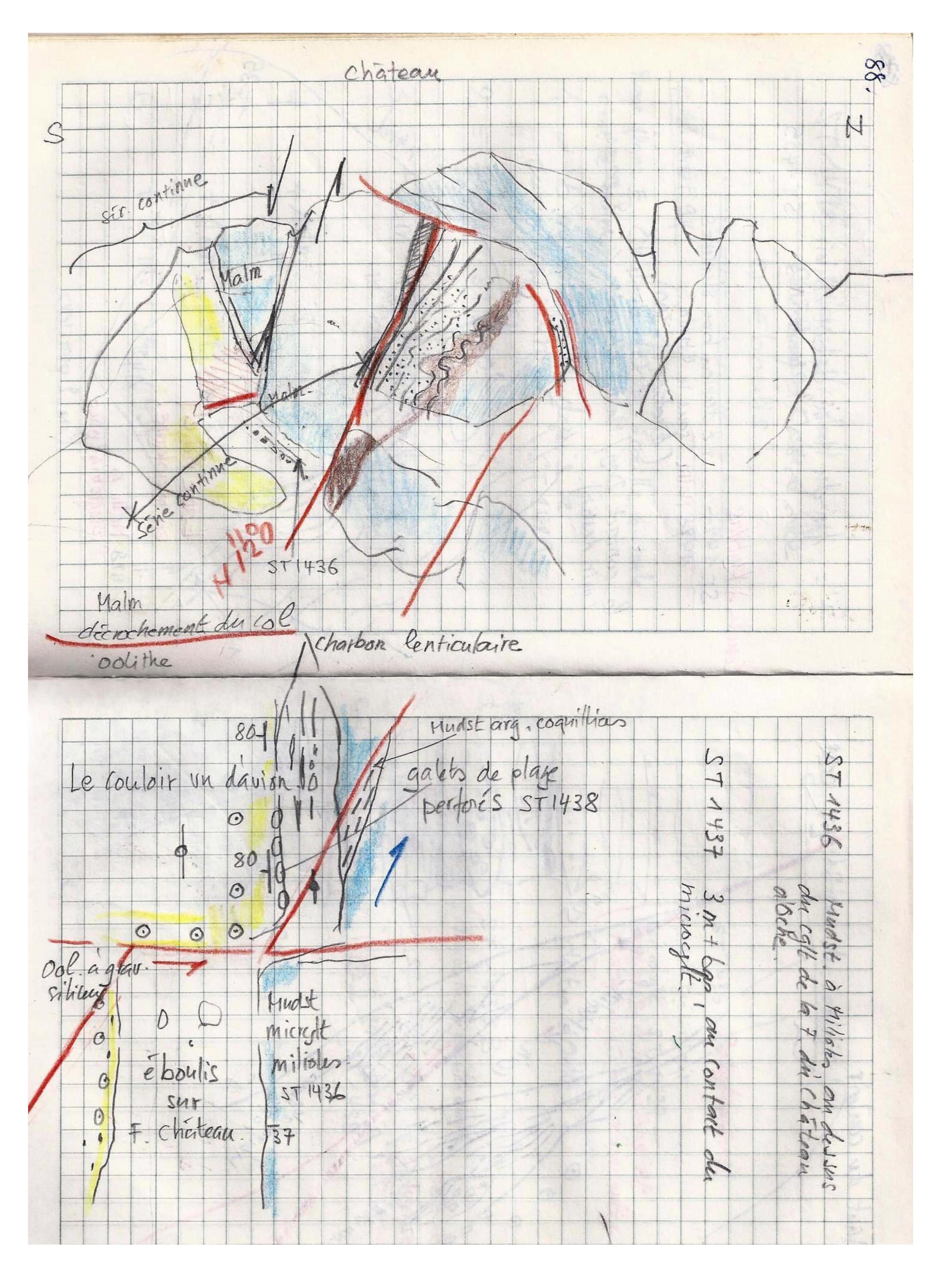
Les contacts tectoniques (failles, chevauchements) entre écailles, marqués en rouge : ce sont les plus fréquents, difficiles à déceler sans la micropaléontologie (foraminifères) et l'étude des microfaciès. On notera :

1. Une différence marquée de « style » entre l'empilement complexe et désordonné (noter le **« rétrochariage »** du calcaire du Malm sur la F. des Couches à *Mytilus*, voir plus bas) d'écailles calcaires du flanc oriental du massif (ci-dessus) et l'empilement « en domino » des écailles du flanc occidental au-dessus des chalets d'Oche, de l'autre côté du massif, avec des masses de Crét.sup. injectées entre les écailles (voir ci-dessous).
2. L'étude de la carte géologique (p. 48 a et b) montre la difficulté (voire l'impossibilité) d'une interprétation globale. Les profils des falaises W et E (à 1km de distance env.) sont totalement différents (voir photos), ce qui implique des décrochements N-S et N50 importants à travers le massif.

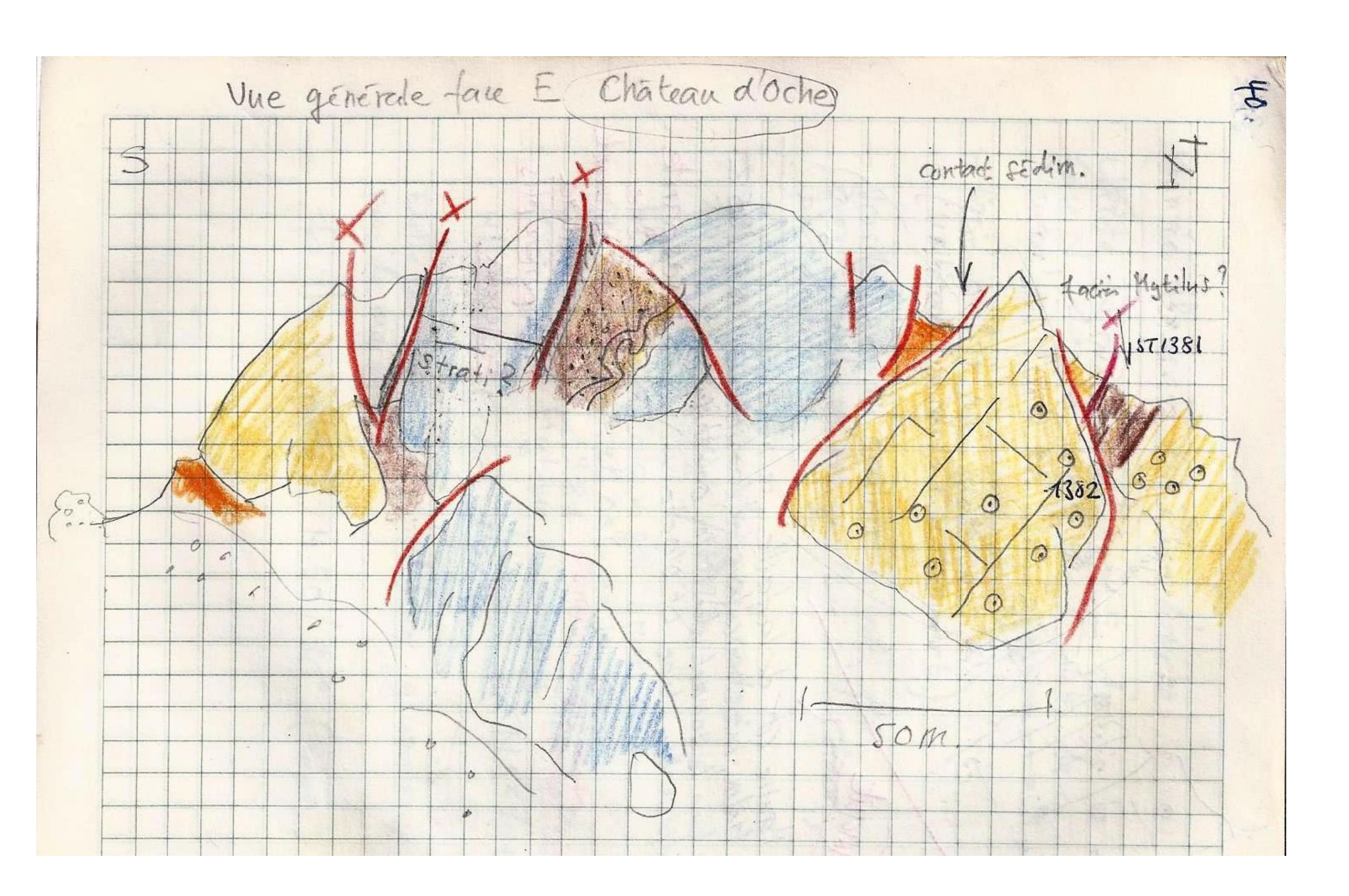
   Le flanc sud du Château est composé de bancs de Trias, dolomies blondes à éléments remaniés, synsédimentaires, sur lesquels transgresse un conglomérat jurassique, oolithique (la F. de Sommant du Bathonien) à éléments triasiques, en série renversée. Il est probable que l'épaisse série de cette formation oolithique et coralligène (plusieurs centaines de mètres) forme un éventail de couches suite à la rotation de la bordure N-briançonnaise, comme à St Laurent (Septfontaine, 1995). **Ce point reste à élucider !** Cette série semble reposer sur les écailles subverticales de Jurassique, comme on le voit sur le profil de la falaise occidentale ci-dessous.
3. L'ensemble de ce train d'écailles repose sur le « synclinal » inférieur de la Dent d'Oche, au contact des Couches Rouges du Crét. sup, injectées par endroit entre les éléments jurassiques. Les dépôts de ce synclinal inférieur jurassico-crétacé reposent à leur tour sur des éléments allochtones, probablement helvétiques ou molassiques ? d'épaisseur inconnue. Ce véritable « sandwich » de couches, parfois d'écailles en « dominos », explique l'altitude très élevée (plus de 2000 m) du Château d'Oche, sans plongement axial.

Quelques interprétations et profils tirés du carnet de note dans les années 1990 (page suivante) :

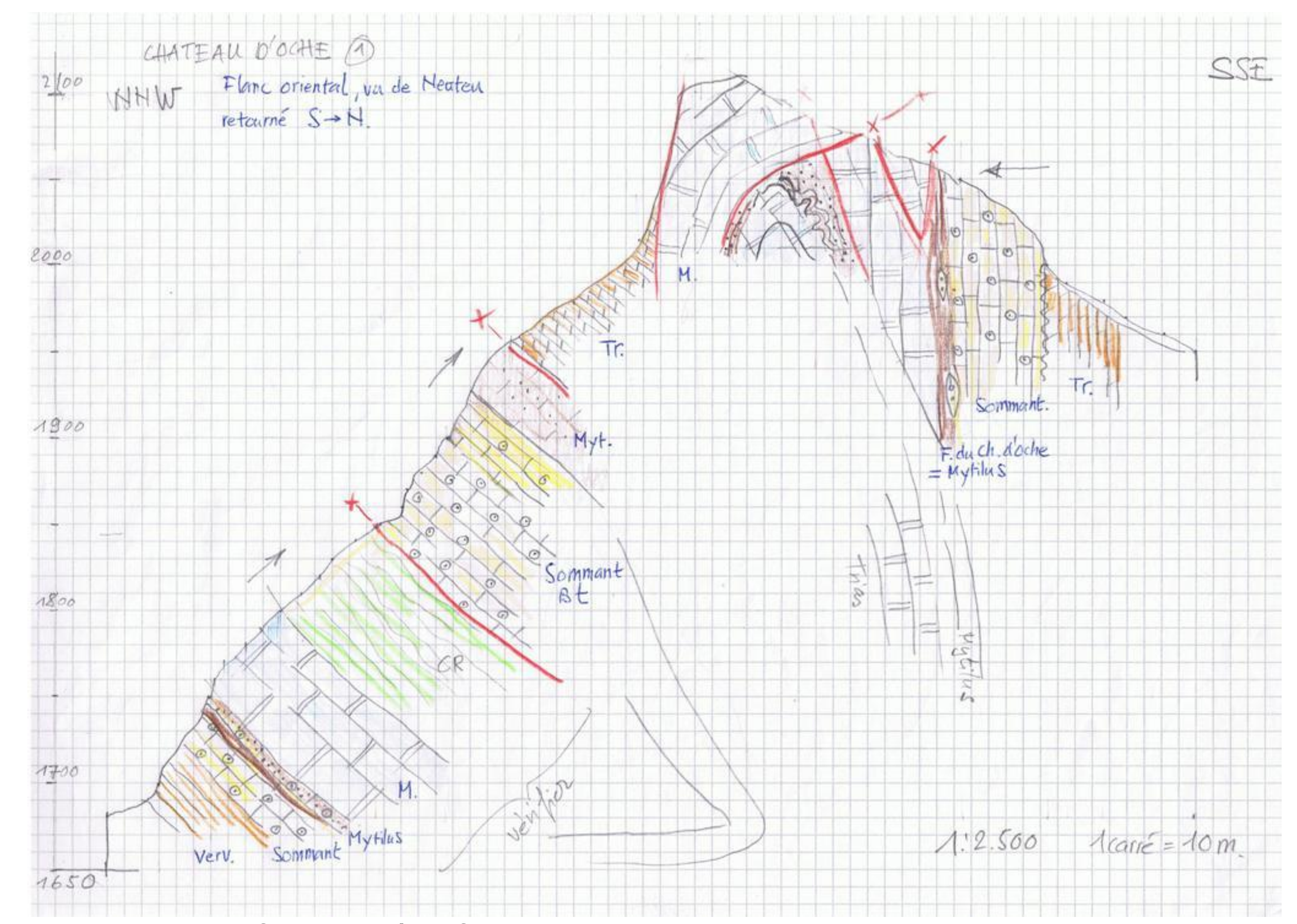
1. La falaise orientale du Château d'Oche, avec un empilement peu commun d'écailles. Au centre, une écaille renversée avec le calcaire (mudstone) du Malm en contact stratigraphique avec les *Couches à Mytilus* (marines) renversées et plissées. Les plis sont ici probablement synsédimentaires ; le contact brutal (érosion et diasthème) n'est visible qu'au microfacies (mudstone foncé contre mudstone clair, pélagique). Cette écaille centrale, inférieure, se poursuit dans le vallon de Neuteu, après l'éboulis. – Cette écaille est **rétro-chevauchée** par un élément supérieur ou écaille de Malm de près de 100m d'épaisseur. La présence d'un **« rétrocharriage »** dans le massif est un phénomène unique, qui impliquerait peut-être la présence d'un obstacle au nord du train d'écailles ? Détail du couloir oriental avec la F. du Château d'Oche argileuse à charbon et conglomérat, de transgression et torrentiel.
2. La partie droite, septentrionale, de la falaise montre un important massif d'oolithe daté du Bathonien (F. de Sommant), chevauchant un important affleurement, en série renversée, des « *Couches à Mytilus* », confondues précédemment avec le Trias (carte Thonon-Châtel 1 :50.000). Les contacts sup. et inf. sont stratigraphiques : ces couches transgressent sur le Trias dolomitique et passent à la F. de Sommant au sommet, au début de l'arête de Chauffe-Floras.



1. **Ci-dessus : Château d'Oche oriental et couloir E avec les charbons et galets de calc. oolithique (Bath.) et de spiculites siliceuses du Lias moyen (voir photos page 21 a).**



2. **Ci-dessus : Falaise orientale du Château d'Oche au-dessus des Chalets de Neuteu. Détails des écailles de l'extrémité septentrionale (croquis de terrain, 1990).**



3. Ci-dessus : Profil de la même falaise orientale retournée, avec le chevauchement sur l'écaille

N NEUTEU (4) et (4')

S

Chalets Neuteu

Sentier

SE

NW

eau douce chara.

onlap vers le N.

Som.

Tr.

Mytilus Call. ?

disc. angulaire

Mytilus

Sommant

Li

Sommant Bt.

Le Plan des Fontaines

c

f. ?

Mytilus Call. ?

Sommant Bt.

1700

1650

1600

1550

1500

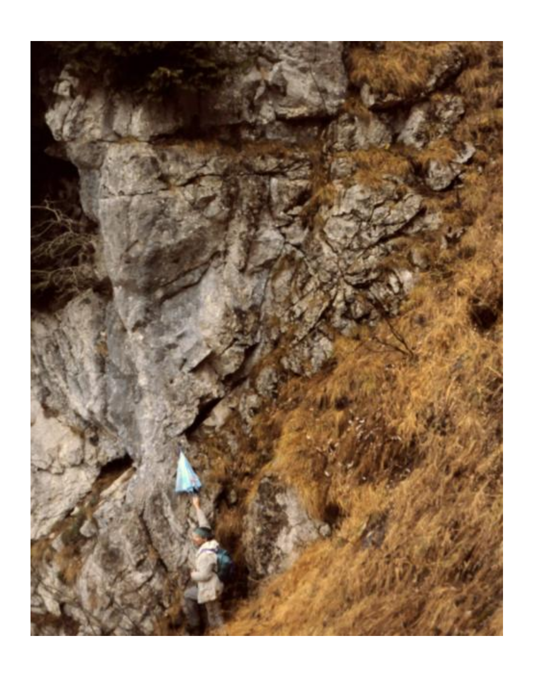
1450

1400

Les niveaux gréseux - saumâtres à Chara sont datés du Callovien élevé (cf. SEPTF. (1984), Mém. Soc. Helv.)

1 carré = 10m
4mm = 10m

3. **Ci-dessus : Profil au niveau des Chalets de Neuteu. La Formation de Sommant oolithique (Bathonien) est en jaune. Sinon en rosé/orange sur les cartes géologiques. Le Trias est en orange (en jaune sur les cartes).**
On notera les calcaires d'eau douce à characées au sommet des « *Couches à Mytilus* », sous la croix au-dessus du village, d'âge callovien probable.



Eventail sédimentaire de couches oolithiques de la F. de Sommant (Bathonien) sur le calcaire à crinoïdes du Toarcien, ; contact au sommet du parapluie ! Il est visible sur la photo NB suivante. L'affleurement est visible à gauche du sentier des Neuteu, avant d'aborder la falaise, sous le dernier virage



Contact sédimentaire sur une surface d'érosion du calcaire à crinoïdes (Lias sup.). La ligne claire, diagonale, est bien visible sur une centaine de mètres. « Onlaps » et éventail de dunes oolithiques de la F. de Sommant (Bathonien).



Ci-dessus : Arête de Chauffe-Floras vue du sentier des Neuteu vers l'ouest. Couches à Mytilus et Malm subverticaux. Couches rouges au sommet (voir carte géologique p. 48 a-b).

Age: L'unité oolithique de la F. de Sommant nous a fourni plusieurs sections d'*Archaeosepta.* Ce Foraminifère nous autorise à placer cette unité dans le Bathonien (voir la discussion biostratigraphique).

- Le domaine à Mytilus, qui s'étend au S du massif du mt de Chillon et devait recouvrir une partie de ce dernier. On y observe des affleurements classiques des «Couches à Mytilus» dans plusieurs localités décrites par CHAMOT (1961). On pourrait penser que tout a été dit sur ces couches depuis plus d'un siècle. Pourtant l'étude attentive de la microfaune (Foraminifères), du microfaciès et de la lithologie a apporté des éléments nouveaux, présentant un intérêt biostratigraphique, paléogéographique et paléotectonique, tant en Chablais que dans les Romandes.

Depuis la bordure N du domaine à Mytilus, en se dirigeant vers le S, on note les particularités suivantes:

a. Une succession incomplète (vers le haut) des unités composant la Formation des Couche à Mytilus (fig. 14 et 15). C'est le cas à Darbon (no 46) et au Sex de la Calaz (no 56). Dans ces deux localités la partie supérieure du Membre du Rubli et le Membre du Col de Cordon manquent totalement. Les calcschistes fossilifères sont seuls représentés. Du point de vue micropaléontologique les cénozones IIB, IIB/II A et une partie de II A manquent à Darbon (Planay aux chèvres); à la Calaz la cénozone I est seule présente. L'assemblage III, lié au faciès graveleux du Membre du Col de Cordon, est évidemment absent. Les 2 coupes incomplètes se situent directe-

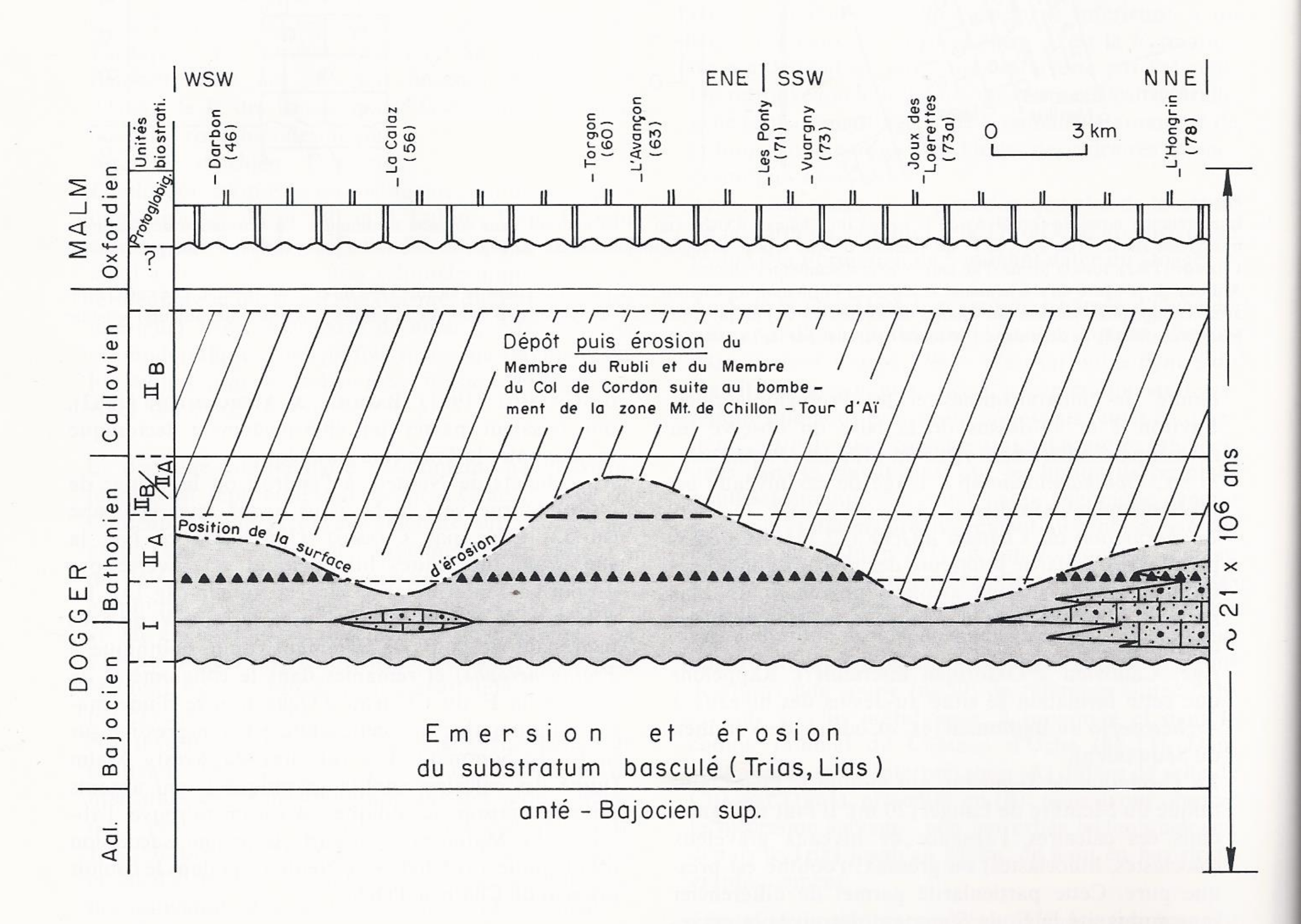


Fig. 14.
Profil de corrélation chronostratigraphique dans la Formation des Couches à Mytilus le long de la bordure méridionale de la zone lacunaire Bise-Tour d'Aï (légende voir fig. 15).

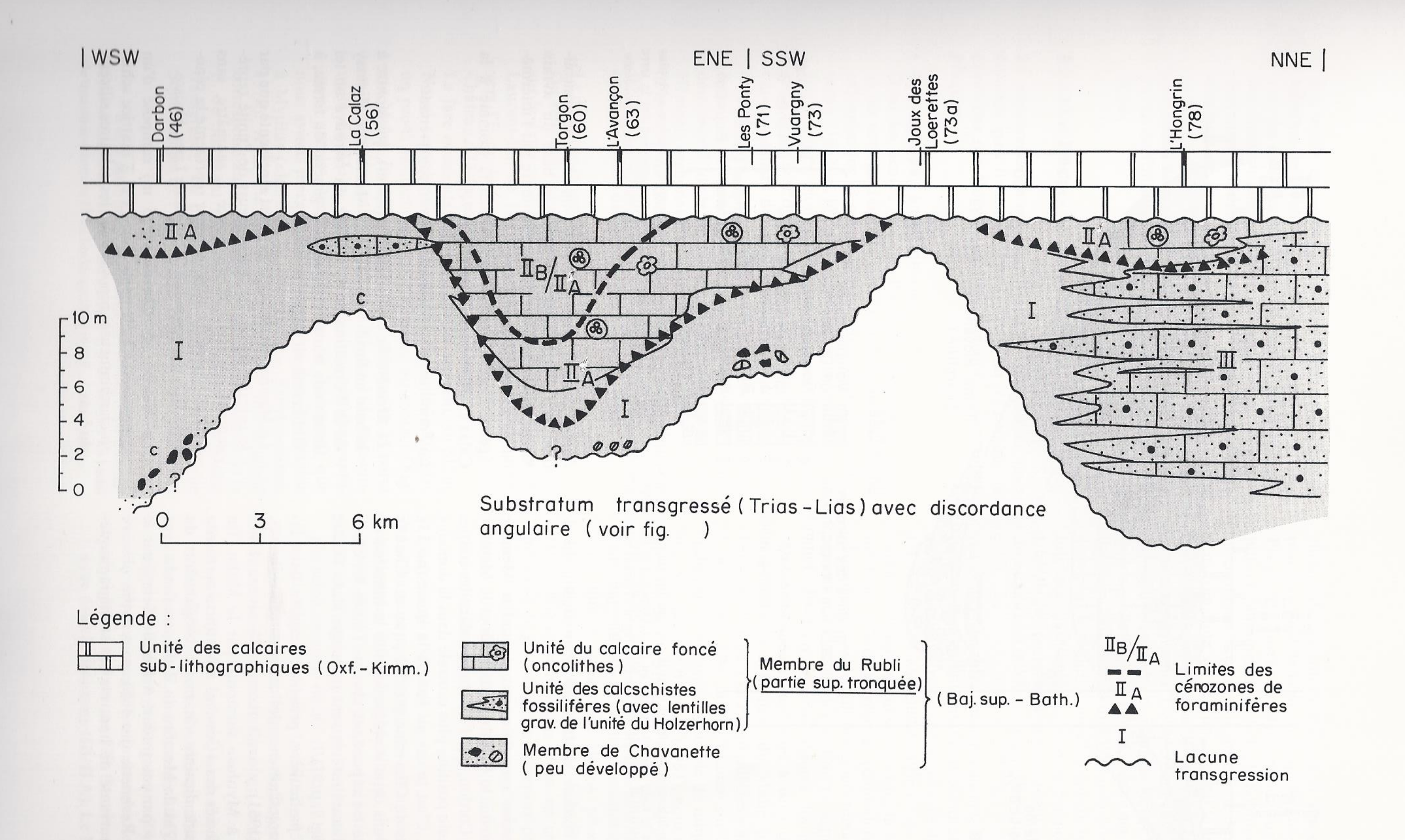


Fig. 15.
Profil de corrélation lithostratigraphique le long de la bordure méridionale de la zone lacunaire Bise–Tour d'Aï (voir fig. 25, p. 72).
L'érosion au Callovo-Oxfordien a entamé plus ou moins profondément la Formation des Couches à Mytilus, parfois jusqu'à la cénozone I (La Calaz, Joux des Loerettes).

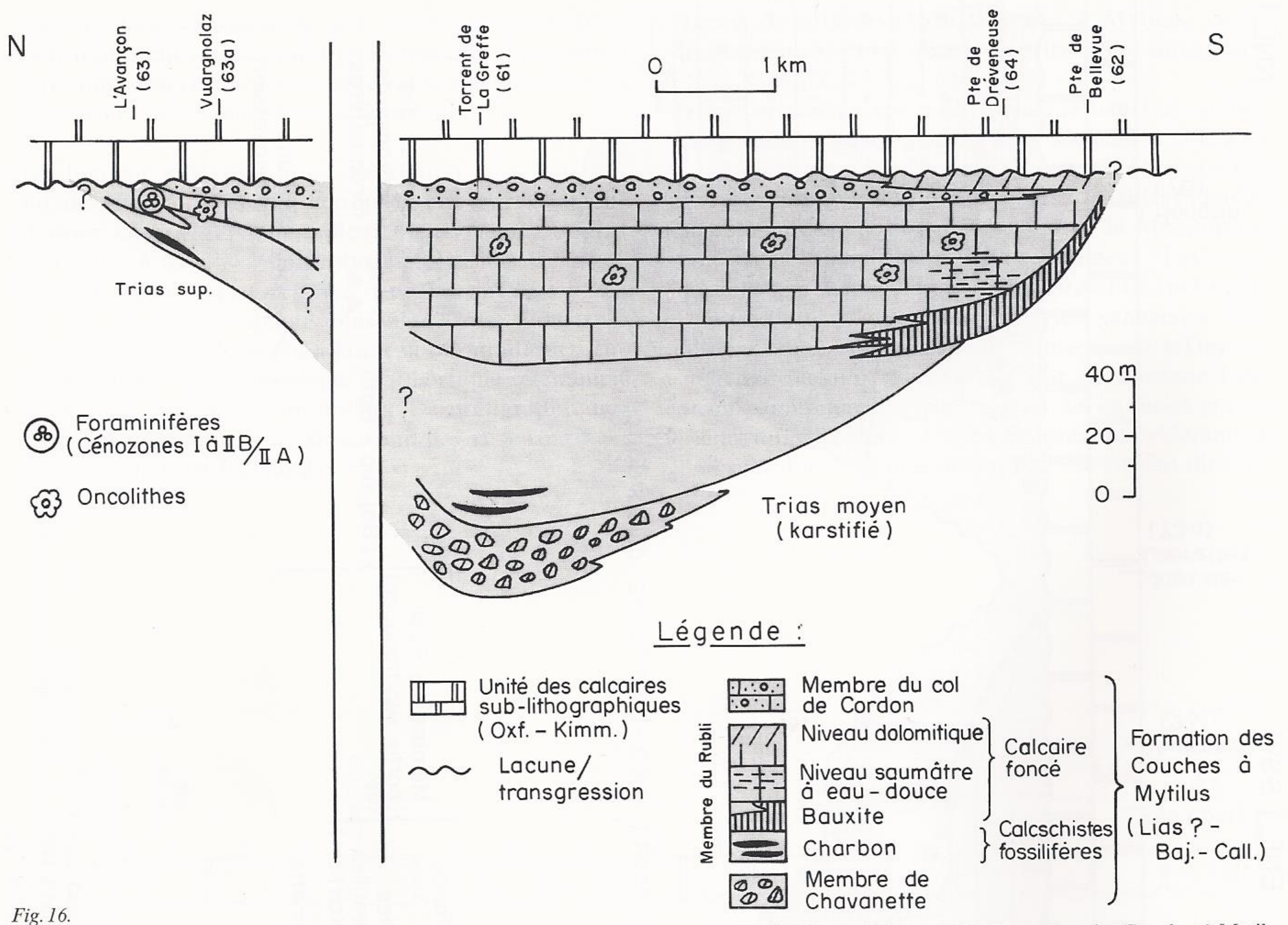


Fig. 16.
Profil de corrélation lithostratigraphique dans la zone interne (domaine à Mytilus) des Préalpes valaisannes. La Formation des Couches à Mytilus est incomplète vers le haut par biseautage au N (l'Avançon) et incomplète vers le bas au S (Dréveneuse) suite à la transgression sur la terre briançonnaise. Le série est complète au centre du lagon (Torrent de la Greffe). Voir aussi la fig. 20, p. 60, et notre interprétation dans la troisième partie de ce travail.

ment en bordure de la zone lacunaire du mt de Chillon.

b. Une succession complète, comprenant le Membre de Chavanette, le Membre du Rubli et le Membre du Col de Cordon, que l'on observe dans les coupes occupant une position plus centrale dans le domaine à Mytilus. C'est le cas au Pas de la Bosse (no 53), aux chalets de Chevenne (no 54) et au mt Chauffé (no 48). Dans cette dernière localité le Membre de Chavanette est cependant absent. Toutes les cénozones de Foraminifères sont présentes, dans l'ordre habituel (fig. 9, p. 37).

c. Une série particulière, presque complète dans laquelle on note l'absence des calcschistes fossilifères. Chamot (1961) y avait reconnu le niveau I des «Couches à Mytilus» surmonté par le Malm. En réalité le faciès des «Couches à Mytilus» surmonte sur plusieurs dizaines de m. le conglomérat du niveau I. C'est le Membre du Rubli, confondu avec le «Malm» par cet auteur. A l'W de Semy, sur le sentier de Revenette (no 46b), nous avons observé la coupe suivante de haut en bas stratigraphiquement:

L'unité des calcaires sublithographiques, à microncolithes et Protoglobigérines. C'est la base du «vrai» Malm, qui repose sur l'unité inférieure par l'intermédiaire d'un diastème.
Age: Oxfordien ou Kimmeridgien(?) (comme à la Calaz et à Chevennes, Trümpy, 1949).

La Formation des Couches à Mytilus, comprenant:

- *Le Membre du Col de Cordon* (6,5 m), qui montre à la base un faciès de passage au Membre de Mieussy de la Formation de Sommant; on retrouve un tel faciès «de transition», au sens général du terme, à Geblu (massif de la Hte-Pointe).
- *Le Membre du Rubli* (20 m) n'est représenté que par le calcaire foncé; les ⅔ supérieurs de l'unité représentent un faciès d'eau douce à saumâtre, sans Foraminifères. Le tiers inférieur représente la cénozone II A qui surmonte la cénozone I peu épaisse.
- *Le Membre de Chavanette* (5 m) composé d'un conglomérat à éléments siliceux et à matrice schisto-charbonneuse, reposant sur les calcaires siliceux du Lias.

Les unités massives (Membre du Col de Cordon et Membre du Rubli) ont été confondues par les auteurs avec les calcaires de la base du Malm, dans la région des Centfontaines (coupes de Sémy et de Fiogères, 46c) ainsi que dans le reste du domaine à Mytilus, en Chablais et dans les Romandes. La Série presque complète de la F. des Couches à Mytilus est située entre deux secteurs importants de lacunes du Dogger: Le mt de Chillon vers le NW et la Pte d'Autigny vers le SE.

3.2.2.3 Les Préalpes médianes valaisannes

La troisième zone correspond aux Préalpes valaisannes étudiées par Badoux (1962). On peut également la subdiviser (au Dogger) en trois domaines paléogéographiques:

- Le domaine à Cancellophycus
  Dans les pentes N de la Pte de la Chauményy, nous avons revu la coupe du couloir de Vervine (no 59) où affleurent les «Couches de Vervine» décrites par Badoux (1962, p. 16). Cette épaisse série schisteuse, de 300 à 400 m, montre quelques traces de *Cancellophycus* à la surface des bancs; de nombreux bancs graveleux, contenant des oolithes, des bioclastes, des débris dolomitiques, sont interstratifiés dans les schistes. Le faciès de Vervine correspond exactement à l'unité détritique C de la Formation du Staldengraben[13]. Les éléments carbonatés remaniés proviennent de la F. de Sommant, du domaine intermédiaire, comme dans le reste des Médianes. La F. du Staldengraben affleure aussi plus au N dans la montagne de la Frête.

- Le domaine intermédiaire
  On retrouve la Formation de Sommant, transgressive sur le Trias ou le Lias, dans la chaîne de la Pte de St-Laurent-Pte de la Chaumény. C'est la prolongation vers l'E de la bande lacunaire décrite plus haut au Château d'Oche et aux Chalets de Neuteu.
  La face occidentale de la Pte de St Laurent, au SE de Novel (coordonnées françaises: 943,00/160,65), offre un profil particulièrement intéressant au contact Dogger-Malm. En effet dans le tiers inférieur de la paroi on observe magnifiquement (pl. XI, fig. 1) la discontinuité du Malm (unité des calcaires sublithographiques) sur le Dogger (Formation de Sommant) que nous avions précédemment reconnue dans le domaine à Mytilus («horizon de ravinement», Septfontaine, 1978). A la Pte de St Laurent cette discontinuité correspond à une véritable discordance angulaire de la F. de Sommant biseautée sous le calcaire du Malm transgressif. Le paléopendage apparent de la F. de Sommant est de l'ordre de 15° vers le N. En suivant la surface de discontinuité vers le S, soit en remontant la pente au pied de la paroi jusqu'au col situé derrière la Pte de St Laurent, le Malm repose sur des niveaux de plus en plus anciens de la F. de Sommant, du fait de la discordance. Au niveau du col, le Malm transgresse sans transition sur le Trias, qui est le substratum de la F. de Sommant, nous l'avons vu, dans la bande lacunaire Château d'Oche-Chaumény.
  En résumé le Malm transgresse ici sur un bloc tectonique basculé vers le NW (orientation palinspastique, fig. 25, p. 74) au cours du Callovo-Oxfordien. Nous verrons plus bas que ce mouvement de bascule a affecté une large portion de la bordure briançonnaise septentrionale car on en retrouve des preuves dans la chaine du mt d'Arvel et à Corbeyrier (Préalpes vaudoises).

  Au centre des Médianes plastiques, dans les anticlinaux de Bise et du Grammont, le calcaire du Malm est en contact transgressif sur le calcaire du Lias inférieur (?). Au lieu dit «les chalets d'En l'Au» (no 58) dans le vallon de Tanay, on observe, entre le Malm et le Lias, un banc (30 cm) gréseux, échinodermique, un peu glauconieux, contenant des galets remaniés de calcaire siliceux du Lias. Badoux (1962) y signale des Bélemnites. Au microscope on observe des petits Miliolidés *(Ophthalmidium?)* analogues à ceux que nous avons déjà observés à la base du Malm par exemple au Château d'Oche. Ces Foraminifères sont associés à des Lenticulines. Des taches brunes sur la lame mince indiquent la présence probable de minéraux phosphatés. A la suite de Badoux (1962), nous interprétons ces niveaux de remaniement comme la brèche de transgression du Malm (Oxfordien - Kimmeridgien?) sur le Lias. Par endroits des résidus insolubles ou peu solubles (quartz, glauconie, débris phosphatés, débris d'Echinodermes) appartenant à la Formation de la Haute-Pointe sont inclus dans ce conglomérat. La présence de glauconie, de minéraux phosphatés et de quartz indique le remaniement d'horizons de condensation qui, on le sait (voir p. 69 et suiv.), sont fréquents dans cette formation.

- Le domaine à Mytilus
  La limite septentrionale des affleurements de la Formation des Couches à Mytilus se situe sur une ligne WNW-ESE (passant par les Cornettes de Bise et au NW de Torgon) qui coupe la direction générale des plis selon un angle de 30° (Badoux, 1962, p. 20). Au N de cette ligne (visible sur la carte fig. 25) on entre dans le domaine intermédiaire, où le Dogger est lacunaire. Comme dans le reste du Chablais, on note que:

  a. A proximité de la zone lacunaire mt de Chillon-Tour d'Aï la succession des membres (et des cénozones) dans la F. des Couches à Mytilus est incomplète vers le haut. A Torgon (no 60) et à l'Avançon (no 63) une grande partie du calcaire foncé manque ainsi que la cénozone IIB (le niveau d'érosion se situe dans la cénozone IIB/II A). Le Membre du Col

[13] Il nous paraît inutile d'introduire un nouveau terme lithologique (les «Couches de Vervine» en l'occurence) pour désigner un faciès «de transition» entre la F. du Staldengraben et la F. de Sommant.

de Cordon, au dessus du Membre du Rubli, est totalement absent (fig. 14 et 15, p. 48).

b. Dans une situation plus interne nous avons examiné un affleurement qui présente une succession pratiquement complète des membres de la F. des Couches à Mytilus. C'est la coupe du col d'Outanne (no 57). Le Membre de Chavanette est recouvert; le Membre du Rubli comprend les calcschistes fossilifères à la base; ces derniers passent progressivement à l'unité du calcaire foncé (40 m) riche en oncolithes et Foraminifères. Dans les 20 derniers mètres on note la prépondérance de *Valvulina lugeoni* sur le reste de la microfaune. C'est la cénozone IIB. Le Membre du Col de Cordon n'est représenté ici que par quelques lentilles graveleuses interstratifiées dans le calcaire foncé.

c. Enfin en arrière des Médianes plastiques, les Rigides sont représentées, dans les Préalpes valaisannes, par la dalle de Dréveneuse entre Monthey et Vionnaz (carte géol. Monthey 1:25.000, Badoux et al., 1960). A la suite de Badoux (1962) nous avons repris l'étude de 3 coupes dans les «Couches à Mytilus». Les deux dernières nous ont apporté des éléments nouveaux. On distingue ainsi du NW au SE (fig. 16):

1. La coupe du Torrent de la Greffe (no 61) qui montre, de haut en bas stratigraphiquement:
   L'unité des calcaires sublithographiques
   La Formation des Couches à Mytilus (env. 127 m) avec les 3 membres:
   Membre du Col de Cordon (7 m)
   Membre du Rubli (env. 100 m), en partie recouvert par l'éboulis.
   Ce membre est très bien développé; il comprend les calcschistes fossilifères, charbonneux, à la base et le calcaire foncé au sommet. Par contre les Foraminifères sont rares. Les niveaux fossilifères sont probablement sous l'éboulis. Nous avons seulement reconnu la présence de la cénozone I, à la base du membre.
   Membre de Chavanette (env. 20 m). C'est un conglomérat à éléments dolomitiques arrondis, transgressant sur le Trias moyen.
   La série stratigraphique est complète dans cette coupe; elle s'apparente à celle du mt Chauffé.
2. La coupe de la Pte de Dréveneuse (no 64):
   L'unité des calcaires sublithographiques. On y reconnaît la présence de microncolithes et de Protoglobigérines au microscope.
   La Formation des Couches à Mytilus qui est représentée ici par le Membre du Rubli. Au sommet du membre on note la présence de niveaux dolomitiques et de passées gréseuses, alternant avec des lentilles graveleuses. Dans la partie moyenne du membre le faciès devient saumâtre, car les Foraminifères sont absents; ils sont remplacés par des oncolithes et des Characées. La partie inférieure est bien connue; elle a été décrite par Lugeon (1895), Badoux & De Weisse (1959), Badoux (1962). Il s'agit d'une épaisse couche bauxitique (9 m) coupée en son milieu par un horizon riche en petites Nérinées. Le niveau à bauxite est directement en contact avec le Trias moyen qui montre les traces d'un karst fossile (paléokarst jurassique).
3. La coupe de la Pte de Bellevue (no 62) occupe une position plus méridionale. Le Membre du Rubli, représenté par le calcaire foncé, mesure 16 m. On retrouve dans cette coupe les niveaux dolomitiques, quelques m sous l'unité des calcaires sublithographiques, et la couche de bauxite à la base du membre.

A la suite de ces descriptions nous pouvons faire quelques remarques:

- Les calcschistes fossilifères, bien développés (env. 50 m) au Torrent de la Greffe, sont absents à l'extrémité méridionale de la dalle de Dréveneuse. Ainsi les coupes no 64 et 62 montrent une série incomplète à la base de la Formation des Couches à Mytilus.
- Badoux & De Weisse (1959) ont confondu les niveaux du calcaire foncé (appartenant encore aux «Couches à Mytilus») situés au-dessus de la couche bauxitique avec les calcaires du Malm.
- La partie supérieure de la F. des Couches à Mytilus est complète, bien que, pour des raisons de faciès (milieu confiné, salinité anormale) les cénozones de Foraminifères n'aient exceptionnellement pas été reconnues à Dréveneuse. Par comparaison avec les écailles du Rubli, de la Gummfluh et des Spillgerten (Rigides), les niveaux dolomitiques, gréseux et graveleux (lentilles du Membre du Col de Cordon) représentent la cénozone IIB. Plusieurs sections de *Chablaisia* rencontrées dans ces niveaux, à la Pte de Dréveneuse, confirment cette interprétation.

3.2.3 Résumé des éléments nouveaux

Les particularités suivantes, dans le Jurassique du Chablais oriental, ont été mises en évidence:

- Plus de la moitié inférieure de la barre calcaire attribuée classiquement au Malm est en réalité à placer dans le Dogger. Nous y avons reconnu des faciès divers suivant le domaine considéré: la Formation de Sommant dans le domaine intermédiaire; le calcaire foncé du Membre du Rubli et le Membre du Col de Cordon dans le domaine à Mytilus. A Bonnevaux il s'agit même de Trias.
- Nous avons reconnu la présence d'une étroite bande lacunaire (absence du Lias et parfois du Dogger) qui s'étend parallèlement aux plis des Médianes, de Bonnevaux à la Chaumény en passant par la région Château d'Oche–Chalets de Neuteu. C'est le géanticlinal A2 de Peterhans (1926), dont le rôle paléogéographique semble avoir été oublié par les auteurs modernes.
- Sur la base d'arguments biostratigraphiques et sédimentologiques, la succession des unités lithologiques jurassiques au Château d'Oche, a été revue et une nouvelle interprétation est proposée.

- Dans le domaine à Mytilus nous avons reconnu une série stratigraphique de la F. des Couches à Mytilus incomplète vers le haut le long de la bordure septentrionale de ce domaine; la série est complète au centre de ce domaine; enfin on observe une série incomplète vers le bas à proximité de la limite méridionale du domaine à Mytilus.
- D'une manière générale l'unité des calcaires sublithographiques (Malm) repose toujours en discontinuité (parfois en discordance angulaire visible) sur les unités inférieures.

3.3 Les Préalpes vaudoises et fribourgeoises (entre le Rhône et la vallée de la Jogne)

3.3.1 Cadre géographique et géologique

Dans ce secteur on distingue 3 zones définies de la manière suivante:

1. Une première zone entre la vallée du Rhône et la Sarine, comprenant les Tours d'Aï, les Rochers de Naye et la Pte d'Aveneyre; le massif de la Dt de Corjon-Pte de Planachaux. Dans cette zone la rive droite du Rhône offre un profil exceptionnel à travers les dépôts de la province briançonnaise s.l., depuis le domaine à Mytilus jusqu'au domaine à Cancellophycus. Ce profil est figuré par BADOUX (1965, pl. II, notice de la carte géol. Montreux 1:25.000). A partir de ce profil on peut estimer la largeur initiale du domaine intermédiaire (12 km) et étayer certaines hypothèses paléotectoniques qui seront discutées plus bas. Sur la rive droite de la vallée de la Grande-Eau (carte géol. Diablerets 1:25.000, LUGEON, 1940) le flanc renversé du synclinal de Leysin (où l'on observe les affleurements les plus septentrionaux des «Couches à Mytilus») repose sur le pli anticlinal déversé à grand rayon du massif des Tours d'Aï. Au front de ce pli règne une tectonique très chaotique, dans laquelle on reconnaît le flanc inverse étiré de l'anticlinal des Tours d'Aï et l'anticlinal dysharmonique écaillé du Sex de la Sarse. C'est dans cette zone complexe que nous avons pu mettre en évidence quelques faits nouveaux qui confirment nos observations sur le Chablais oriental. Au N la chaîne Malatraix-Aveneyre-Planachaux, flanc méridional d'un pli anticlinal légèrement déversé vers le N, représente déjà le rebord interne du domaine à Cancellophycus.
2. Une deuxième zone, au front des Médianes, comprenant le flanc NW du synclinal de Gruyères (Dt de Jaman, Dt de Lys, Vanil Blanc) et le synclinal perché du Moléson. Des profils détaillés de cette zone ont été publiés par PUGIN (1951) et VON DER WEID (1961).
3. Une troisième zone groupant le massif du Vanil Noir, l'anticlinal complexe (anticlinal II, Tinière-Stockhorn des auteurs) revu par PLANCHEREL & WEIDMANN (1972), et le massif de la Dt de Broc qui représente les replis frontaux des Plastiques. Dans cette zone nous décrirons le Jurassique des grandes écailles des Rigides (Gastlosen, Rubli, Gummfluh) séparées du rebord interne des Plastiques par le flysch de la nappe supérieure des Préalpes.

3.3.2 Répartition et corrélation des unités lithologiques

3.3.2.1 Entre le Rhône et la Sarine

Dans la première zone on distingue les 3 domaines paléogéographiques classiques définis au Bathonien (fig. 3, p. 11, et fig. 30, p. 81):

- Le domaine à Cancellophycus.
Dans la partie interne de ce domaine (Malatraix, Aveneyre) nous avons étudié 2 coupes géologiques (no 68 et 68b) où l'on observe la succession suivante de haut en bas stratigraphiquement:

L'unité des calcaires noduleux. Au microscope on reconnaît la présence de Protoglobigérines et de *Bullopora tuberculata* (SOLLAS).
Age: Oxfordien moyen (GROSS, 1965).
La Formation de la Haute-Pointe (= «Callovien calcaire» de JEANNET, 1918). L'épaisseur varie de 0 à 20 m. Le contact avec l'unité supérieure est brutal (diastème). Au Pertuis d'Aveneyre, à l'endroit où le sentier rejoint la crête, on note la présence d'un petit banc de silex rose situé à ce contact. On sait d'autre part que la F. de la Haute-Pointe a fourni des Ammonites du Callovien, provenant d'un niveau phosphaté précisément dans cette localité (JEANNET, 1918). Le Callovien supérieur et l'Oxfordien inférieur manquent.
Age: Callovien inférieur.
Le Membre du Col de Cordon (partie supérieure de la Formation des Couches à Mytilus). Son épaisseur varie de 0 à une dizaine de m. Ce membre se présente ici comme une succession de bancs (0,4 m) graveleux et gréseux alternant avec des joints schisteux (0,1 m), contrairement aux affleurements reconnus dans le domaine à Mytilus où l'unité est massive, sans stratification. Les bancs graveleux, dans la région d'Aveneyre, sont allochtones.
Age: Bathonien supérieur-Callovien inférieur.
La Formation du Staldengraben. Son épaisseur est très importante (près de 1000 m). On reconnaît dans la partie supérieure de la formation (sur 250 m) la présence de l'unité détritique C avec quelques bancs de calcaire oncolithique et oolithique (coulées graveleuses allochtones) contenant une microfaune (*Archaeosepta, Protopeneroplis* etc.) provenant de la Formation de Sommant. Le reste de la F. du Staldengraben est représenté par une épaisse série schisteuse et calcschisteuse à *Cancellophycus* (unités A et B).
Age: Toarcien à Bathonien.
L'unité des calcaires échinodermiques. Les calcaires sont datés du Lias moyen et supérieur d'après BADOUX (1965).

Aveneyre (68b)
Sex de la Sarse (67)
Corbeyrier
Tour d'Aï
Vuargny (73)
Rubli (90)
1 km
MALM
Oxf.
DOGGER
Callovien
Bathonien
Bajocien
Aalénien
Cénozones
Protoglob.
II B
IIB/IIA
II A
I
PHASE CALLOVO-OXFORDIENNE
DE SOULÈVEMENT
eau douce
zone érodée
Arch.
N. trip
non déposition et/ou érosion dans la zone méridionale des Médianes
(mouvement de bascule au Dogger inf. vers le N, BADOUX & MERCANTON, 1962)

Légende : (voir fig. 11 et 19)

Niv. gréseux base du Malm

Gravillons dolomitiques

Lentilles (chenaux) supposées de la F. du Château d'Oche

Arch. = Archaeosepta

Niv. de condensation (JEANNET, 1918)

Il faut souligner ici une particularité importante dans la chaîne Mt d'Arvel-Aveneyre: les formations de la partie supérieure du Dogger (la Formation de la Haute-Pointe et le Membre du Col de Cordon) diminuent progressivement d'épaisseur du NE au SW; au S de cette chaîne, dans le massif du Sex de la Sarse (domaine intermédiaire) ces formations ont disparues.
Dans la prolongation NE de la chaîne, nous avons levé une coupe sous l'arête de Planachaux (no 76). La succession lithologique est identique à celle décrite dans la région d'Aveneyre. Cependant les niveaux détritiques de l'unité C de la F. du Staldengraben sont très épais (formant une masse calcaire non stratifiée de 52 m) indiquant la proximité du domaine intermédiaire (fig. 19). A la base ce sont les oolithes qui dominent, dans l'intervalle Bajocien sup.–Bathonien inf. (c'est l'unité oolithique du Membre de Langel, accumulée en bordure du bassin subbriançonnais). Au-dessus on observe des calcaires finement graveleux, puis c'est la sédimentation profonde qui reprend, avec des calcaires marneux, calcschisteux, sur une centaine de m.
Au sommet de la coupe les niveaux gréseux du Membre du Col de Cordon ont une dizaine de m d'épaisseur et sont datés du Callovien (FAVRE, 1952).

- Le domaine intermédiaire

Ce domaine est bien représenté dans le massif du Sex de la Sarse; il devait s'étendre aussi en grande partie plus au S, dans la région de Corbeyrier et dans le massif des Tours d'Aï où le Dogger a été enlevé lors d'une importante phase d'érosion anté-oxfordienne.
Nous décrirons plusieurs affleurements, du NW vers le SE:
au lieu dit «la George» au S de Roche (coupe no 65 a), le long de la route nationale, nous avons reconnu le faciès de la Formation de Sommant (Membre de Mieussy) composé de calcaires graveleux, biodétritiques, riches en Coraux encroûtants. Comme aux Escaliers de Sommant le calcaire montre de nombreuses figures diagénétiques et sédimentaires d'origine paléokarstique: brèches, conduits karstiques remplis de sédiment varvé, ciments d'origine probablement vadose etc. Cette unité repose sur les calcaires du Lias moyen («Heitischichten»). Ce contact est visible derrière les baraquements militaires. Par analogie avec la coupe du Sex de la Sarse, et sur la base de lentilles graveleuses provenant de la F. de Sommant, intercalées dans l'unité détritique C (Bathonien) de la F. du Staldengraben à Aveneyre, nous concluons à un âge bathonien pour les niveaux coralligènes de Roche.
La coupe suivante (no 67) débute dans la falaise boisée au-dessus de l'entrée E du tunnel routier Corbeyrier-les Agittes au Sex de la Sarse. On y observe la discontinuité qui sépare la Formation de Sommant des calcaires du Malm:

Unité des calcaires sublithographiques. L'étude du microfaciès nous a montré la présence de Protoglobigérines et de microncolithes. Cette unité repose sur la partie supérieure de la Formation de Sommant par l'intermédiaire d'un «horizon de ravinement», que nous interprétons comme une discordance angulaire, comme à la Pte de St Laurent. Le contact est représenté par un stylolithe riche en matière ferrugineuse (pl. XI, fig. 2).
Age: Oxfordien moyen probable.
La Formation de Sommant (100 à 200 m). Le faciès est oolithique et oncolithique; le type «packstone» prédomine. C'est le Membre de Langel qui est présent ici. La partie supérieure de la formation a été tronquée par l'érosion callovo-oxfordienne. Nous avons observé de nombreuses sections d'*Archaeosepta* au sommet de la formation, directement sous le Malm transgressif, indiquant le Bathonien. Ainsi il existe au Sex de la Sarse une importante lacune (érosion) qui s'étend du Bathonien supérieur (?) – Callovien à l'Oxfordien moyen. L'absence de la partie supérieure de la F. de Sommant, du Membre du Col de Cordon et de la F. de la Haute-Pointe (observées plus au N dans la chaîne Malatraix-Aveneyre) s'explique de cette manière. On a d'ailleurs vu que ces formations se biseautaient sous le calcaire du Malm dans cette chaîne montagneuse.
La base de la formation, visible au fond du ravin de Nairecou, passe progressivement aux schistes de l'unité inférieure.
Age: Bajocien supérieur–Bathonien.
La Formation du Staldengraben. Cette formation mesure ici quelques dizaines de m seulement. Elle est datée du Bajocien moyen (GROSS, 1965). L'unité passe progressivement aux calcaires échinodermiques sous-jacents.

Sur le flanc E du ravin de Nairecou (coupe no 66), dans un couloir très raide sous la route, on observe une série extrêmement réduite du Jurassique. Les «Couches rouges» du Crétacé supérieur transgressent sur le calcaire du Malm presque inexistant (4 m de calcaire à Calpionelles). Cette unité transgresse elle-même sur la F. de Sommant réduite à 3 m (contre 200 m au Sex de la Sarse, situé à 500 m au N!). Ces réductions s'expliquent par le jeu de paléofailles, actives au Dogger et au Malm, suivies d'intenses érosions en régime karstique.
De retour dans la vallée du Rhône, le long de la route nationale, au lieu dit «Maison Blanche» sur Yvorne on observe la succession suivante:
L'unité des calcaires sublithographiques
L'unité oolithique de la Formation de Sommant (env. 20 m)
Les dolomies du Trias supérieur (?)
Ainsi dans cette localité, le niveau d'érosion («horizon de ravinement») sous le Malm a pénétré profondément (comme à Nairecou) dans la F. de Sommant qui ne mesure plus que 20 m. D'autre part, les calcaires du Dogger inférieur et du Lias ont disparu à la suite d'érosions anté-bathoniennes.
Dans la région de Vers Cort et de Corbeyrier, la

Fig. 17.
Profil de corrélation chronostratigraphique des unités lithologiques dans les Préalpes vaudoises (rive droite du Rhône). Le tireté donne la limite approximative de l'érosion des formations du Dogger lors de la phase callovo-oxfordienne de surrection de la zone Bise–Tour d'Aï.

Formation de Sommant a complètement disparu, le calcaire du Malm transgresse directement sur les dolomies du Trias (SEPTFONTAINE, 1979, fig. 3 et 4).
Au-dessus de Corbeyrier, dans le flanc SE du Sex de Nombrieux, l'unité des calcaires sublithographiques (Malm), qui montre exceptionnellement un faciès graveleux composé d'oncolithes millimétriques, transgresse sur les «Heitischichten» du Lias moyen. Nous sommes déjà dans la zone des Tours d'Aï, prolongation vers l'E de la zone lacunaire du mt de Chillon en Chablais.

- Le domaine à Mytilus

Sur le flanc droit de la vallée de la Grande Eau, on retrouve les «Couches à Mytilus», à proximité de la zone lacunaire des Tours d'Aï. Deux coupes étudiées (no 71 et no 73) entre les Ponty et Vuargny d'En Haut, nous ont permis de reconstituer la succession suivante comprenant (fig. 14 et 15, pp. 48 et 49):

L'unité des calcaires sublithographiques. Elle repose, par l'intermédiaire d'un diastème («horizon de ravinement») sur la Formation des Couches à Mytilus.
Age: Oxfordien moyen probable.
La Formation des Couches à Mytilus (env. 10 m). Cette formation réduite n'est représentée ici que par le Membre du Rubli, lui-même incomplet. En effet le Malm transgresse directement sur la cénozone II A; il manque donc la partie supérieure du calcaire foncé avec les cénozones IIB/II A et IIB. Les calcschistes fossilifères sont recouverts par l'éboulis. Le Membre de Chavanette est représenté par un conglomérat peu épais, à débris siliceux et calcaires d'après JEANNET (1918). Cette formation transgresse en discordance angulaire sur le calcaire hettangien au Ponty, sur les schistes du Rhétien en aval de Vuargny et sur les dolomies du Trias à Vuargny d'En Haut. Dans cette dernière localité le paléopendage du Trias est de 28° vers le NW.
Age: Lias? – Bajocien – Bathonien.

En suivant toujours la bordure SE de la zone lacunaire des Tours d'Aï, et en se dirigeant vers le NE, on observe deux autres affleurements significatifs des «Couches à Mytilus». Le premier a été étudié par WEISS (1949), au lieu dit «Joux des Loerettes» (no 73a), à l'entrée de la Combe de Bar. On y observe:

L'unité des calcaires sublithographiques. Dans cette unité on remarque quelques passées gréseuses. Le quartz provient d'unités inférieures (Membre du Col de Cordon probablement) érodées. Au microscope on observe des microncolithes et des Protoglobigérines.
Age: Oxfordien moyen probable.
La Formation des Couches à Mytilus (1,5 m). La formation n'est représentée que par le terme inférieur du Membre du Rubli: les calcschistes fossilifères. L'étude des Foraminifères montre que le calcaire du Malm transgresse ici directement sur la cénozone I. Les termes supérieurs de la formation ont été érodés. Le contact avec le substratum liasique n'est pas visible.
Age: Bajocien supérieur

Le deuxième affleurement (carte géol. Les Mosses 1:25.000, LOMBARD et al., 1974), étudié par TWERENBOLD (1955) et BAUD (1967), est situé dans les gorges de l'Hongrin (no 78).
L'interprétation que nous présentons ici (fig. 18) est différente de celle de ces deux auteurs. La succession lithologique comprend:

L'unité des calcaires sublithographiques
Age: Oxfordien moyen probable.
La Formation des Couches à Mytilus (30 m). Sous «l'horizon de ravinement» des calcaires du Malm, nous avons reconnu la présence du Membre du Rubli (calcaire foncé) qui affleure dans un petit bois sur rive gauche, au-dessus de la route. Le calcaire foncé est riche en Foraminifères de la cénozone IIA. La partie

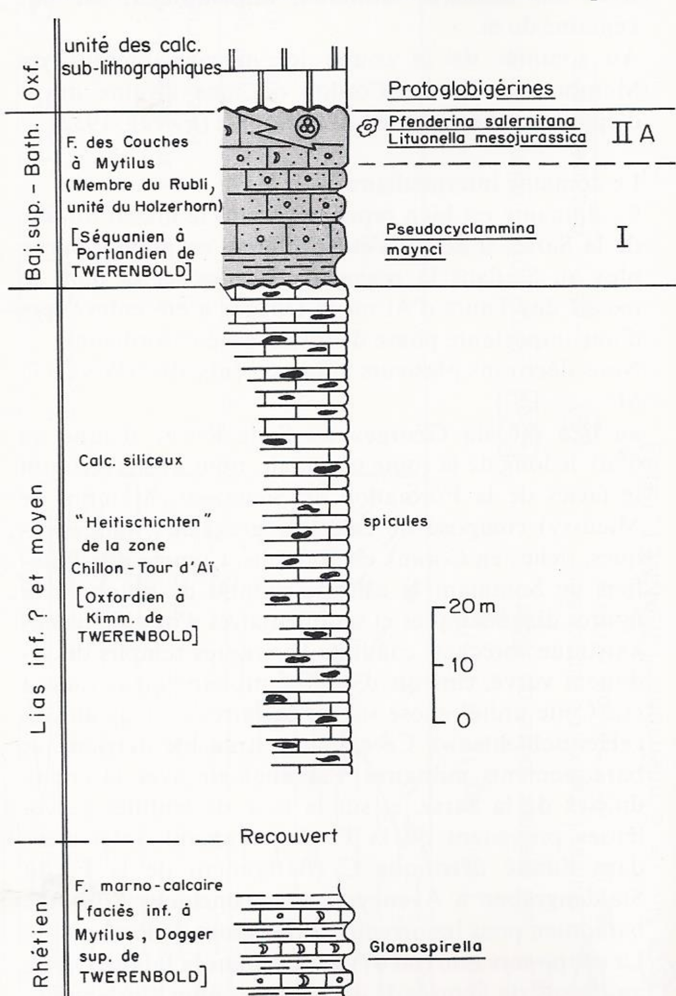


Fig. 18.
Réinterprétation de la coupe de la vallée de l'Hongrin, sur rive gauche (coupe no 78, coordonnées suisses: 572,75/141,25).
D'après l'ancienne interprétation (TWERENBOLD, 1955; BAUD, 1965) les couches du Rhétien avaient été confondues avec les «Couches à Mytilus». Ces dernières et le Lias («Heitischichten») de la zone des Tours d'Aï étaient placés dans le Malm.

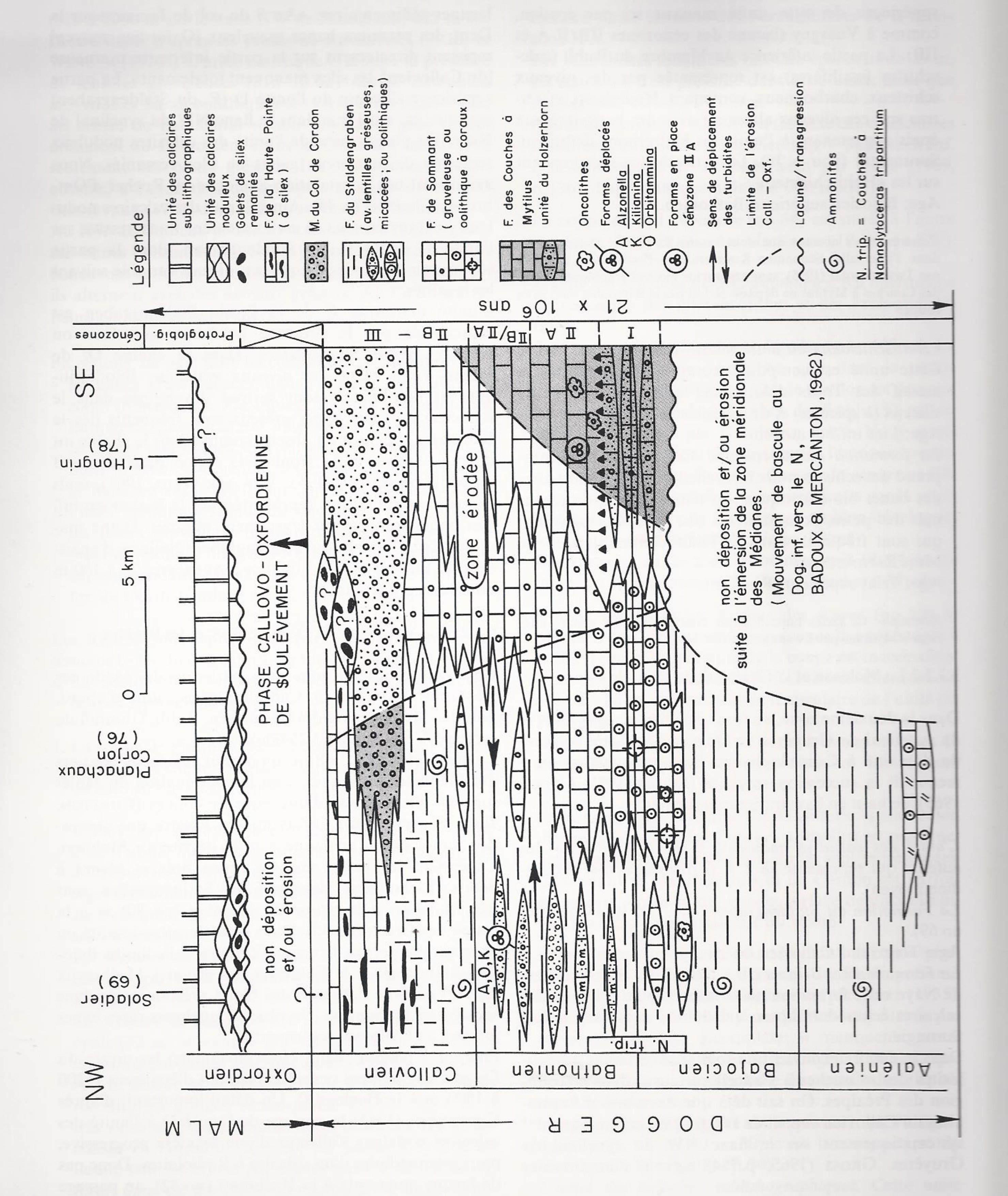


Fig. 19.
Profil de corrélation chronostratigraphique des unités lithologiques au niveau de la Dent de Corjon. Le secteur compris entre les lignes en tiretés est hypothétique; c'est l'équivalent de la zone Bise–Tour d'Aï tectoniquement recouverte.

supérieure de cette unité manque ici par érosion, comme à Vuargny (lacune des cénozones IIB/II A et IIB). La partie inférieure du Membre du Rubli (calcschistes fossilifères) est représentée par des niveaux schisteux, charbonneux, contenant *Modiola* sp. et *Ostrea* sp.; ces niveaux alternent avec des bancs gréseux épais appartenant à l'unité du Holzerhorn définie au Simmental (voir p. 29). Les calcschistes transgressent sur les «Heitischichten».
Age: Bajocien supérieur-Bathonien.

Remarque: Les niveaux que nous venons de décrire étaient placés dans l'intervalle Séquanien-Kimmeridgien-Portlandien inférieur par TWERENBOLD (1955), sans arguments biostratigraphiques. La F. des Couches à Mytilus ne dépasse en fait pas le Bathonien dans cette coupe.

«Heitischichten» ou unité schisto-siliceuse (env. 90 m). Cette unité est composée, comme dans le reste du massif des Tours d'Aï, d'une alternance de bancs siliceux (à spicules) et de calcschistes foncés.
Age: Lias inf.? et moyen.
La formation marno-calcaire. Cette formation comprend des schistes noirs lumachelliques, alternant avec des bancs bio-détritiques. En lames minces on reconnaît des petits Foraminifères (du type *Glomospirella*) qui sont fréquents dans le Trias (communication de Mme ZANINETTI).
Age: Trias supérieur (Rhétien).

Remarque: Ce faciès lumachellique était attribué au «faciès inférieur à Mytilus» par TWERENBOLD (1955).

3.3.2.2 Le Moléson et la Chaîne de la Dent de Lys

Dans la deuxième zone, au front des Plastiques et au NW du synclinal de Gruyères, le Dogger a le faciès profond du domaine à Cancellophycus. Schématiquement on y reconnaît la succession suivante (PUGIN, 1951; GROSS, 1965), de haut en bas stratigraphiquement:

L'unité des calcaires noduleux. C'est «l'Argovien» des auteurs qui représente la z. à *G. transversarium* (Oxfordien moyen).
La Formation du Staldengraben (env. 500 m à Soladier, no 69).
Age: Toarcien à Callovien inférieur.
La Formation des Brasses (50 à 150 m). Au S des Rochers de Naye cette formation passe latéralement à l'unité des calcaires échinodermiques, qui débute déjà dans le Lotharingien.
Dans le détail, il convient de souligner certaines particularités des «Couches à Cancellophycus», dans cette région des Préalpes. On sait déjà que des zones d'Ammonites du Callovien sup. et de l'Oxfordien inf. manquent[14] systématiquement sur le flanc NW du synclinal de Gruyères. GROSS (1965, p. 784) signale d'importantes lacunes sédimentaires: «Au S du col de Jaman, sous la Dent, les premiers bancs graveleux [Oxfordien moyen] reposent directement sur la partie inférieure marneuse [du Callovien], les silex manquent totalement». La partie supérieure siliceuse de l'unité D (F. du Staldengraben) manque ici, ainsi que dans le flanc NW du synclinal de Naye. De plus la base de l'unité des calcaires noduleux renferme de nombreux galets de silex remaniés. Nous avions fait une constatation analogue au Rocher d'Ombre, en Chablais (p. 45). Ainsi l'unité des calcaires noduleux («Argovien auct.») est localement transgressive sur l'unité D de la F. du Staldengraben, dont la partie supérieure est érodée jusqu'à un niveau variable suivant les localités.
L'unité détritique C de la F. du Staldengraben est caractérisée par la présence de bancs graveleux ou gréseux, parfois granoclassés. Dans la chaîne Dt de Jaman-Vanil Blanc, les niveaux graveleux (biodétritiques et oolithiques) sont surtout développés dans le Bajocien sup. Les bancs gréseux sont fréquents dès le Bathonien. Le mica est absent, comme dans la chaîne mt d'Arvel-Aveneyre. Au front de la nappe, dans le massif du Moléson (PUGIN, 1951; VON DER WEID, 1961), seuls les bancs gréseux sont représentés, dès le Bathonien inf. Ces bancs sont parfois légèrement micacés. D'une manière générale la F. du Staldengraben diminue d'épaisseur du SE vers le NW (1000 m à Aveneyre; 70 à 100 m dans les replis frontaux).

3.3.2.3 Le Vanil Noir, la Dent de Broc et les Rigides

Dans cette troisième zone nous parlerons des Médianes plastiques (domaine à Cancellophycus) tout d'abord, puis des Médianes rigides (Gastlosen, Rubli, Gummfluh, carte géol. Les Mosses 1:25.000).
Le massif de la Dt de Broc appartient aux replis bordiers des Médianes plastiques; c'est la continuation du Moléson vers l'E. L'étude d'une série de coupes (CHATTON, 1947; SEPTFONTAINE, 1971) nous a montré une succession lithologique analogue à celle décrite au Moléson. Cependant les bancs micacés (mica noir et blanc) à débris charbonneux, dans la F. du Staldengraben, sont très fréquents à la coupe du Motélon (no 80) et à la coupe des Craux (no 85). Dans cette dernière localité on observe encore des bancs oolithiques à la limite Bajocien-Bathonien. A la Fulateyre (no 86) et à Machereux (no 79) on note l'absence des bancs gréso-micacés dans les schistes bathoniens. On observe quelques rares bancs gréseux au Callovien seulement.
Plus au S (chaîne Vanil Noir-Hochmatt) les unités du Dogger augmentent considérablement d'épaisseur (1200 à 1500 m à la Hochmatt). Un détail important: d'après CHENEVART (1945) le passage de l'unité D à l'unité des calcaires noduleux s'effectue d'une manière progressive, par l'intermédiaire d'un calcaire à Radiolaires. Donc pas de lacune apparente à la Hochmatt (no 92), au passage Dogger-Malm.
Dans la chaîne du Vanil Noir nos informations sont plus fragmentaires. La F. du Staldengraben est très épaisse

[14] Cependant d'après GROSS (1965), les anciens auteurs citent de rares trouvailles d'Ammonites dans cet intervalle, notamment dans le massif des Bruns, au Lac Noir, et dans le Simmental.

(875 à 2000 m sur le flanc NW de l'anticlinal; 625 m sur l'autre flanc, d'après les profils de REVERTERA (1926) et WENGEN (1924)). L'unité détritique C montre la présence de lentilles graveleuses (2 à 10 m) dès le Bathonien moyen. Les bancs oolithiques sont fréquents dans le SE; au centre de l'anticlinal se sont les bancs gréseux qui dominent au Bathonien. Dans le Callovien on observe seulement des bancs gréseux. Les bancs micacés sont absents, à l'exception de quelques niveaux décrits par CHENEVART (1945) dans le Bathonien de la Hochmatt.
Au NW de Château d'Œx, SPOORENBERG (1952) signale des bancs oolithiques (2 à 3 m) dans le Bathonien; ces bancs sont continus dans tout le massif de la Pte de Cray, ils alternent avec des niveaux gréseux. Au Callovien les bancs oolithiques ont disparu.

En résumé, on peut faire les constatations suivantes:
- les bancs gréso-micacés, dans l'unité C, sont liés à la zone frontale des Plastiques. Ils sont fréquents au Bathonien, plus rares au Callovien.
- les bancs oolithiques sont surtout développés dans le bord interne du domaine à Cancellophycus, pendant le Bajocien sup. - Bathonien inf.; ils proviennent de l'unité oolithique de la F. de Sommant.
- les bancs graveleux, biodétritiques et gréseux, sont aussi développés dans le bord interne de ce domaine, surtout pendant le Callovien; ils proviennent du Membre du Col de Cordon.

Les Rigides sont représentées par 3 écailles complexes, témoins isolés du domaine à Mytilus au Dogger.

a. La chaîne des Gastlosen. Nous décrivons ici deux coupes représentatives:

1. La coupe de Pfadfluh (no 97) qui est située à l'extrémité NE de la chaîne, au pied du Bäderhorn. On observe de haut en bas stratigraphiquement:

   L'unité des calcaires sublithographiques. Le contact avec l'unité inférieure s'effectue par l'intermédiaire d'une surface de discontinuité.
   Age: Oxfordien moyen ou Kimmeridgien?
   La Formation des Couches à Mytilus (env. 130 m) avec ses 3 membres:
   Le Membre du Col de Cordon (11 m). Il s'agit d'un calcaire graveleux, biodétritique et gréseux en petits bancs.
   Le Membre du Rubli (95 m). Le calcaire foncé est très épais (72 m) et montre une alternance de gros bancs massifs à oncolithes avec quelques joints calcschisteux. A 2 m sous le Membre du Col de Cordon nous avons reconnu un horizon remarquable (pl. VII, fig. 4 et 5) très riche en Foraminifères de la cénozone IIB *(Chablaisia* et *Valvulina lugeoni).* La partie moyenne de l'unité (sur 30 m) est par contre pauvre en Foraminifères; dans cet intervalle on reconnaît un faciès hyposalin (eau douce?) avec des Characées. Cet épisode a salinité anormale a été reconnu dans beaucoup d'autres localités (voir fig. 32, p. 83). La partie inférieure du calcaire foncé contient des Foraminifères de la cénozone II A.
   Les calcschistes fossilifères ont une épaisseur de 23 m. La cénozone I est présente dans cette unité, ainsi que dans la base du calcaire foncé.
   Age: Bajocien sup. - Callovien (la base des calcschistes fossilifères est datée du Bajocien sup. - Bathonien inf. à la Zuckerspitz et au Bäderhorn par PAGE (1969, p. 136), d'après un assemblage d'Ostracodes).

2. La coupe de la Laitemaire (no 84) est située à l'autre extrémité de la chaîne des Gastlosen (19 km au SW). On y observe:
   L'unité des calcaires sublithographiques. Au microscope on remarque des microncolithes et des Protoglobigérines.
   La Formation des Couches à Mytilus (env. 100 m). La formation est moins complète que dans la coupe précédente. Le Membre du Col de Cordon est presque totalement absent. Le Membre du Rubli (50 m) est surtout représenté par le calcaire foncé. Nous avons retrouvé, dans la partie supérieure, l'horizon remarquable très riche en Foraminifères de la cénozone IIB. Les calcschistes fossilifères sont recouverts par la végétation. Le Membre de Chavanette est bien développé; son épaisseur est difficile à estimer (50 m?).
   Les âges des unités sont les mêmes qu'à Pfadfluh, du moins en ce qui concerne la F. des Couches à Mytilus.

   Notons encore qu'au Rocher des Rayes (no 89) le Membre du Rubli montre la présence des cénozones I et IIA; la partie supérieure de la coupe est inaccessible. D'autre part, les calcschistes fossilifères alternent ici avec des bancs gréseux (faciès lenticulaire de l'unité du Holzerhorn).
   Enfin à la Wandfluh (no 93) nous avons reconnu la succession complète des cénozones, et les niveaux gréseux de l'unité du Holzerhorn.

   En résumé dans la chaîne des Gastlosen la succession des unités de la F. des Couches à Mytilus est pratiquement complète; toutes les cénozones sont représentées. Cependant le Membre du Col de Cordon est parfois en grande partie érodé, sous la surface de discontinuité, au contact avec le calcaire du Malm.

b. Les écailles du Rubli et de la Gummfluh (carte géol. Les Mosses 1:25.000). Le massif du Rubli présente une coupe classique (no 90), étudiée par RENZ (1935), sous le Rocher à Pointes, flanc SE. La coupe levée par cet auteur est très incomplète; il manque la partie supérieure du Dogger, et le passage au Malm, que nous avons reconnus à la base du couloir du téléphérique de Videmanette.
   La succession lithologique est la suivante (pl. VI, fig. 4; fig. 6, p. 26, et fig. 20, p. 60; c'est la coupe type du Membre du Rubli défini p. 30):
   L'unité des calcaires sublithographiques. Cette unité repose, par l'intermédiaire d'une surface de discontinuité (diastème?), sur la formation sous-jacente. Au microscope on reconnaît des Protoglobigérines.

Age: Oxfordien sup. probable (Au Sex Mossard, DUBEY in MAYNC (1972) signale un *Perisphinctes* cf. *plicatilis* sow. à la base de cette unité).

La Formation des Couches à Mytilus (env. 100 m). Le Membre du Col de Cordon n'est représenté ici que par une lentille gréseuse au sommet de la formation. Le Membre du Rubli est largement représenté; le calcaire foncé et les calcschistes fossilifères alternent. On distingue de haut en bas stratigraphiquement:

Le calcaire foncé (env. 20 m), avec un épais niveau (6 m) très riche en *Cladocoropsis* et partiellement dolomitisé. A la base de ce niveau on observe l'horizon remarquable riche en Foraminifères de la cénozone IIB, comme dans les Gastlosen. Au-dessous le M. du Col de Cordon est représenté par une lentille graveleuse et gréseuse de 2 m.

Les calcschistes fossilifères (env. 20 m). Cette unité est parfois lumachellique, avec des passées à *Cladocoropsis;* elle renferme la cénozone I. La Formation des Couches à Mytilus transgresse ici sur le Trias moyen.

Age: Bajocien sup.-Callovien.

L'écaille de la Gummfluh offre un profil naturel (sur 4 km) qui recoupe la limite méridionale (rivage) du domaine à Mytilus. Nous avons étudié 4 coupes, soit d'W en E (fig. 20):

1. L'arête de la Coumatta (no 81) où l'on reconnaît:
   L'unité des calcaires sublithographiques. Cette unité repose en discontinuité (diastème) sur la F. des Couches à Mytilus.
   Age: Oxfordien sup. (DUBEY IN MAYNC (1972)).
   La Formation des Couches à Mytilus (44 m). Cette formation est représentée uniquement par le calcaire foncé du Membre du Rubli qui transgresse directe-

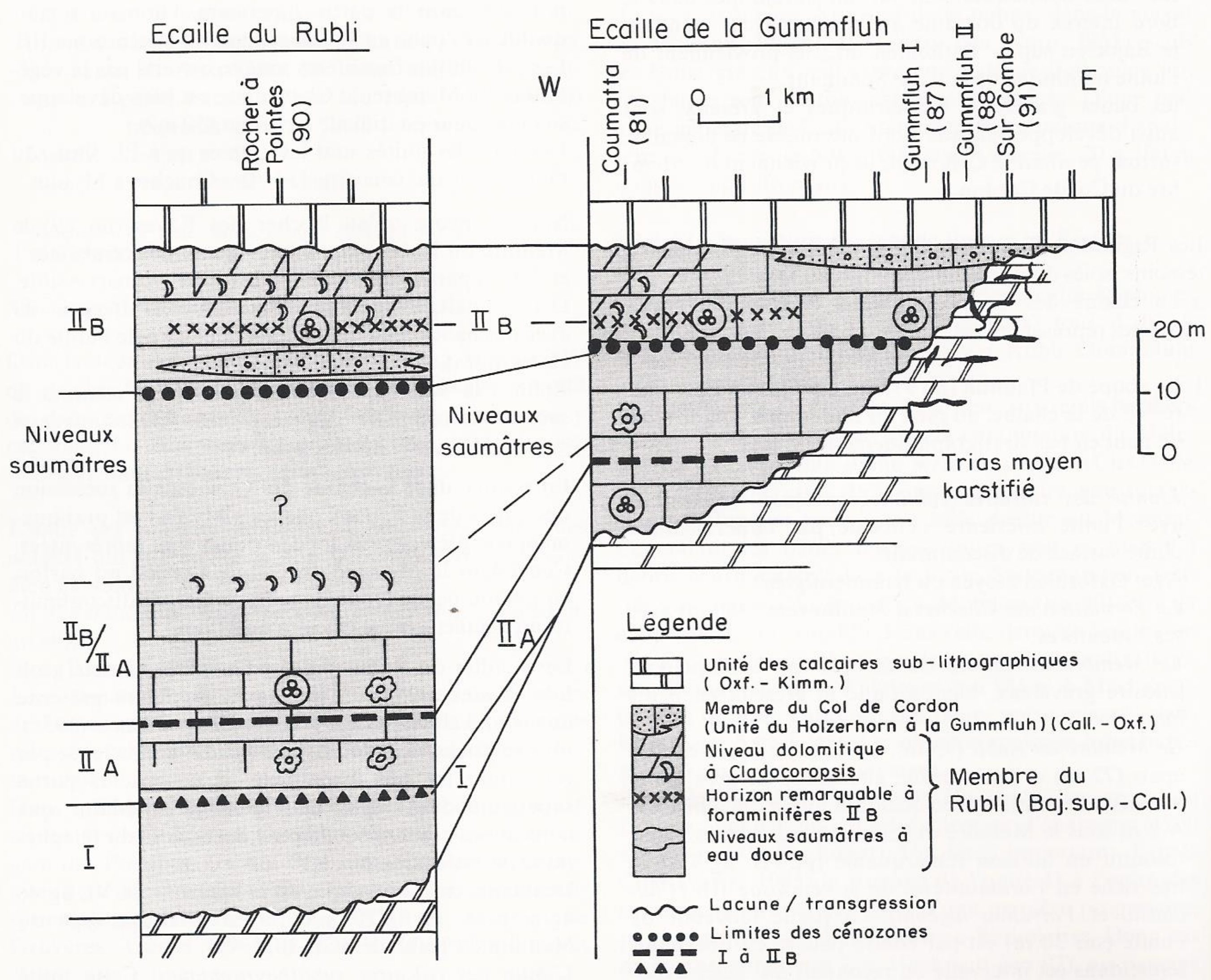


Fig. 20.
Profil de corrélation lithostratigraphique à travers la bordure méridionale du domaine à Mytilus (écailles rigides du Rubli et de la Gummfluh). L'écaille du Rubli devait occuper une position sub-centrale dans le lagon des «Couches à Mytilus»; à la Gummfluh on observe la transgression progressive des «Couches à Mytilus» vers l'E (voir aussi les fig. 16, p. 50, et 33, p. 84).

ment sur le Trias moyen karstifié (paléokarst jurassique, Baud, Masson & Septfontaine, 1978). Dans le détail nous avons reconnu:
La cénozone IIB, avec l'horizon remarquable (13 m en dessous des calcaires du Malm) à *Cladocoropsis* et les Foraminifères *Chablaisia* et *Valvulina lugeoni* (pl. VII, fig. 4 et 5). La dolomie est parfois abondante.
L'épisode saumâtre à Characées et oncolithes, pauvre en Foraminifères. La cénozone IIA, riche en oncolithes, qui transgresse sur le Trias. Dans cette coupe les calcschistes fossilifères (avec les cénozones I et IIA, partie inférieure) manquent totalement.
Age: Bathonien sup.–Callovien.

2. La coupe de la Gummfluh I (no 87) avec:
L'unité des calcaires sublithographiques (Oxfordien supérieur).
La Formation des Couches à Mytilus (env. 13 m) qui comprend:
L'unité du Holzerhorn (3 m). C'est un faciès graveleux, gréseux, riche en pellets et débris d'Echinodermes, rattaché au Membre du Col de Cordon. Le passage lithologique au calcaire du Malm est progressif; par contre le contact inférieur sur le Membre du Rubli s'effectue par l'intermédiaire d'un diastème, comme c'est parfois le cas entre les deux unités supérieures de la F. des Couches à Mytilus.
Le Membre du Rubli (env. 10 m). Ce dernier est représenté par le calcaire foncé, peu épais ici, et qui transgresse sur le Trias, comme à la Coumatta. En lame mince nous avons observé quelques sections de *Valvulina lugeoni* (IIB). Les calcschistes fossilifères sont absents.
Age: Callovien.

3. La coupe de la Gummfluh II (no 88) avec:
L'unité des calcaires sublithographiques (Oxfordien supérieur). Le passage de la partie supérieure des «Couches à Mytilus» (unité du Holzerhorn) aux calcaires sublithographiques du Malm est progressif. Cette unité mesure ici une vingtaine de m; au-dessus on remarque un faciès graveleux, biodétritique, coralligène, avec *Clypeina* sp. et des grosses Valvulines. C'est peut-être déjà le Kimmeridgien.
La Formation des Couches à Mytilus (6 m) composée de:
L'unité du Holzerhorn (2 m). La base de l'unité est bréchique; elle remanie des éléments anguleux du calcaire foncé, contenant des Foraminifères de la cénozone IIB *(Chablaisia, Valvulina lugeoni)*. Cette brèche est probablement synsédimentaire, les éléments sont très anguleux, parfois en lambeaux.
Le Membre du Rubli (4 m). C'est un calcaire foncé, calcschisteux (la roche est ici très comprimée tectoniquement; au microscope les particules sont déformées, étirées). On distingue de nombreux Foraminifères de la cénozone IIB. Ce membre repose directement sur le calcaire du Trias.

4. Enfin à la Pte de Sur Combe (no 91) les «Couches à Mytilus» sont absentes. C'est l'unité des calcaires sublithographiques qui transgresse directement sur les calcaires dolomitiques laminés du Trias, avec des fissures paléokarstiques remplies de sédiment jaune.

3.3.3 *Résumé des éléments nouveaux*

- Au front de la zone lacunaire des Tours d'Aï les formations du Subbriançonnais interne et du domaine intermédiaire disparaissent progressivement sous les unités de la base du Malm. Cette particularité est dûe à une discordance angulaire cartographique (avec plongement vers le N) des formations du Dogger sous les unités des calcaires noduleux et des calcaires sublithographiques, transgressives.
- Au Sex de la Sarse plus de la moitié de la barre de «Malm auct.» appartient au Dogger (Bajocien sup.–Bathonien). C'est la Formation de Sommant, transgressée directement par l'unité des calcaires sublithographiques.
- Les importantes variations d'épaisseur notamment au niveau du Lias («Heitischichten» et Hettangien), entre la région de Corbeyrier (où le Lias est lacunaire) et le Sex des Nombrieux (où les calcaires du Lias mesurent plusieurs centaines de m) impliquent la présence d'une importante paléofaille située entre ces deux localités. C'est la continuation de l'accident paléotectonique mis en évidence au S de l'axe Château d'Oche–Pte de St Laurent–Chaumény en Chablais.
- Le long de la bordure S de la zone lacunaire des Tours d'Aï les termes supérieurs de la Formation des Couches à Mytilus sont érodés (fig. 15, p. 49). Dans la zone médiane du domaine à Mytilus (Gastlosen, Rubli) la succession des unités est complète, ainsi que les 4 cénozones. A proximité du rivage S de ce domaine (Gummfluh), la formation se réduit progressivement d'épaisseur; des niveaux (cénozones) de plus en plus jeunes transgressent sur le calcaire du Trias dans cette direction (actuellement vers l'extrémité E du massif). Ainsi, comme à Dréveneuse, la F. des Couches à Mytilus est incomplète vers le bas. Notons encore que le passage au calcaire du Malm est progressif dans la partie E de la Gummfluh.

3.4 Les Préalpes fribourgeoises et bernoises (entre la vallée de la Jogne et le lac de Thoune)

3.4.1 *Cadre géographique et géologique*

Ce dernier secteur peut être subdivisé en 3 zones principales:

1. Une première zone qui comprend la terminaison occidentale du secteur considéré, avec le massif des Bruns situé entre la vallée de la Jogne et la dislocation Jaun-Lac Noir (Plancherel, 1976).

Nous sommes ici dans le domaine à Cancellophycus où règne une tectonique «souple», en plis ouverts à l'extrémité méridionale et en plis serrés au front de la nappe.

2. Une deuxième zone qui comprend l'ensemble de la chaîne des Préalpes médianes bernoises, sur la rive gauche de la Simme. On remarque du N au S les éléments tectoniques suivants:

a. La grande masse des Plastiques, composée d'une succession de grands anticlinaux séparés par des synclinaux pincés ou faillés; à la suite de FURRER (1977), nous distinguerons:
   - Les replis bordiers, zones A et B de FURRER, c'est le domaine à Cancellophycus au Dogger.
   - L'anticlinal II des auteurs (Tinière-Jaun-Stockhorn), qui subit un important décrochement au niveau du Euschelspass; son axe passe ensuite au N des massifs Kaiseregg-Haagen-Stockhorn. Le Dogger appartient ici soit à la bordure interne du domaine à Cancellophycus (Kaiseregg), soit à la partie la plus externe du domaine intermédiaire (Haagen-Stockhorn). C'est la zone C de FURRER.
   - L'anticlinal Rotenflue-Langel-Solhorn, qui se relie à l'anticlinal II par l'intermédiaire du synclinal Schafberg-Rotenchasten. C'est l'équivalent structural de l'anticlinal du Sex de la Sarse, dans les Préalpes vaudoises. Il correspond à la zone D de FURRER.
   - Le grand pli anticlinal du Heitiberg («Heitiantiklinal») avec son flanc N écaillé («Walperschuppenzone») dans le bas Simmental (carte géol. Thun-Stockhorn 1:25.000, BECK & GERBER, 1925), ainsi que les écailles de la Dürriflue et du Holzerhorn chevauchant l'anticlinal de Langel près de Boltigen; c'est l'équivalent structural de l'anticlinal des Tours d'Aï. Il correspond aux zones E-F de FURRER, et en partie à la «Heitizone» de RENZ (1935).

b. La terminaison orientale des Gastlosen (Rigides), représentée par le chaînon Bäderhorn-Mittagflue.

3. Une troisième zone comprend les Médianes rigides, externes et internes (BAUD, 1972), avec les écailles du Niederhorn et des Spillgerten entre le Simmental et le Diemtigtal.

3.4.2 Répartition et corrélation des unités lithologiques

3.4.2.1 Le massif des Bruns

Dans la première zone, le massif des Bruns a fait le sujet de deux travaux (SPICHER, 1965; ANDREY, 1974). Pendant le Dogger ce massif appartenait au domaine à Cancellophycus avec au S (à la Schopfenspitz) un faciès de passage au domaine intermédiaire. Nous allons décrire une coupe levée dans ce faciès (no 94), située dans le flanc N renversé de l'anticlinal II, au NW de Jaun.

On reconnaît de haut en bas stratigraphiquement:

L'unité des calcaires noduleux (env. 50 m). D'après ANDREY (1974) cette unité contient:
- des bancs de calcaire graveleux, pseudoolithiques, intercalés dans les niveaux noduleux.
- des éclats de silex remaniés, voire de vraies «brèches à silex dont la matrice est faite de calcaire cryptocristallin à Radiolaires» (p. 177).

Age: Oxfordien inf. p.p. (z. à *cordatum*)-Oxfordien moyen-Oxfordien sup. p.p.

La Formation du Staldengraben (675 m). On y reconnaît les 4 unités classiques, de haut en bas:
- l'unité calcaréo-siliceuse D (ou «calcschistes à silex», ANDREY, 1974) (175 m)
- l'unité détritiques C (ou «complexe graveleux») (175 m)
- Les unités schisteuse et calcschisteuse A et B, («calcaires pélitiques indifférenciés») (325 m).
- L'unité détritique C affleure le long du sentier de Unt. Jansegg à Vorder Maischüpfen, dans le couloir de Maischüpfen; les couches sont verticales.

  On observe dans l'unité détritique deux ensembles distincts:
- Un ensemble supérieur (52 m) composé de bancs graveleux, biodétritiques, le plus souvent très gréseux (15 à 60% de quartz). Les gros bancs ont une épaisseur de 3 à 5 m; ils sont séparés par des intervalles calcschisteux contenant des petits bancs de même composition, moins épais (0,1 à 0,5 m). Certains niveaux détritiques sont franchement conglomératiques, les éléments remaniés sont des graviers ou des galets de quartz, de quartzite, de spiculithe (pl. II, fig. 6-7) avec des bioclasts (Mollusques, *Bauneia* sp. entiers, etc.), et des lithoclasts de calcaire échinodermique silicifié. Ces niveaux grossiers contiennent des débris d'*Orbitammina* formes A et B, Foraminifère du Bathonien sup., associé à *Archaeosepta.* On observe aussi de rares passées charbonneuses.

  Les bancs les plus fins sont parfois granoclassés (turbidites) et montrent des figures sédimentaires de dessous de bancs: «groove casts», «flute casts», etc. (pl. I, fig. 6). Leur orientation suggère une direction SW-NE des paléocourants. Quant aux niveaux grossiers ils représentent un faciès de turbidite proximale chenalisée (proche du faciès A1 de MUTTI & RICCI LUCCI, 1975).
- Un ensemble inférieur (visible sur 60 m) dans lequel les bancs graveleux-oolithiques pauvres en quartz (5%) prédominent. La base de la coupe débute par une épaisse masse oolithique (13 m) sans structures apparentes. C'est encore un faciès d'accumulation sur le rebord de la plate-forme briançonnaise, probablement l'extrémité d'un lobe oolithique. Plus haut les niveaux oolithiques sont des bancs peu épais granoclassés interstratifiés dans les schistes autochtones, indiquant un recul progressif de la zone d'alimentation des turbidites.

D'après leur composition pétrographique les bancs détritiques de l'ensemble supérieur peuvent être rattachés au

Membre du Col de Cordon (unité de la Klus) qui, dans le domaine intermédiaire, est toujours très gréseux et caractérisé par le Bryozoaire (?) *Bauneia.* L'ensemble inférieur, où dominent les bioclasts, les pellets et les oolithes, est à rattacher au Membre de Langel de la Formation de Sommant.
Ages: La F. du Staldengraben s'étend du Toarcien sup. à l'Oxfordien inf.?; l'unité détritique C débute au Bajocien sup. probable et se termine au Bathonien sup. Cependant quelques bancs détritiques se retrouvent dans le Callovien.

Dans la partie orientale du massif des Bruns, ANDREY (1974) distingue deux zones de faciès de l'unité détritique C:
- Une zone N, où l'unité est peu épaisse (85 m). Les bancs sont minces et rares; les niveaux argileux autochtones sont épais. Les niveaux détritiques présentent des figures de charge et d'écoulement.
- Une zone S, où l'unité est puissante (175 m). Les bancs détritiques sont épais (1 à 5 m) et les niveaux argileux sont rares. Dans la partie inférieure de l'unité les niveaux oolithiques prédominent et sont très épais; dans la partie supérieure se sont les niveaux gréseux qui remplacent les bancs oolithiques. Les niveaux gréseux sont surtout abondants dans la zone S.

D'après ANDREY la zone S représente une zone d'accumulation des sédiments, sans indices de transport (ce qui n'est d'ailleurs pas tout à fait vrai dans le cas de la coupe du Schopfenspitz); par contre les sédiments de la zone N ont été déplacés suite à la «rupture d'équilibre d'un front de sédiments meubles».

3.4.2.2 Les Préalpes médianes plastiques bernoises

Dans la deuxième zone nous présenterons un profil N–S, passant par le Kaiseregg et Schwarzenmatt (fig. 22, p. 65), puis un second profil au niveau du Stockhorn. Le premier profil est basé sur une succession de coupes étudiées par WEISS (1949), GISIGER (1967) et FURRER (1977) ainsi que sur nos propres observations de terrain (coupes de la Rotenflue, de Langel, de la Chlusflue et du Holzerhorn). En suivant le profil du N au S on retrouve les 3 grands domaines paléogéographiques du Dogger:

- Le domaine à Cancellophycus
  Dans la région du Lac Noir, GISIGER (1967) avait déjà reconnu deux zones de sédimentation des dépôts détritiques (unité C) de la Formation du Staldengraben («formation calcaréo-argileuse» auct.), dont les caractéristiques sont identiques à celles décrites ci-dessus dans le massif des Bruns. Les turbidites de la zone N (Staldengraben) proviennent d'une zone d'accumulation plus méridionale (Kaiseregg), à la suite d'une rupture d'équilibre dans la masse sédimentaire. Les principales caractéristiques sédimentologiques de l'unité détritique sont résumées par GISIGER en un tableau (p. 312).
  Notons encore que l'unité calcaréo-siliceuse D (Callovien–Oxfordien inf.?) montre certaines particularités dans la région du Lac Noir (GISIGER, 1967), pp. 314–316):
  - la présence de lentilles de calcaire détritique gréseux dans la zone S.
  - on trouve fréquemment des débris charbonneux, de la glauconie et des silex.
  - un niveau de brèches à silex marque la fin de l'unité. «Ce banc a l'aspect typique d'une brèche de remaniement sous-marin dans des sédiments encore meubles» (p. 314). Au S de Salzmatt on trouve aussi, au milieu de la série, une brèche à Bélemnites.

- Le domaine intermédiaire
  Ce domaine est représenté par l'anticlinal Rotenflue–Langel au-dessus de Chlus–Schwarzenmatt. Nous avons eu l'occasion d'étudier la coupe de Langel (no 98/99) en compagnie de M. U. FURRER; nos résultats ont été publiés récemment (FURRER & SEPTFONTAINE, 1977).
  Cette coupe est schématisée sur la fig. 21. D'autre part nous avons levé une coupe supplémentaire située à la Rotenflue (no 98a) qui apporte quelques éléments nouveaux dans la succession lithostratigraphique.
  On observe de haut en bas stratigraphiquement (fig. 21, p. 64):
  L'unité des calcaires sublithographiques. En lames minces nous avons reconnu la présence de Protoglobigérines. Le contact avec l'unité inférieure s'effectue par l'intermédiaire d'une surface de discontinuité (diastème).
  Age: Oxfordien moyen probable (à Langel GILLIERON (1885) cité par FURRER (1977) décrit des Ammonites de la zone à *transversarium* provenant vraisemblablement de la base de l'unité).
  La Formation des Couches à Mytilus, représentée ici par son terme supérieur: *le Membre du Col de Cordon* (env. 90 m). Dans le détail la succession est la suivante:
  Calcaire graveleux, échinodermique à silex (5 m).
  Calcaire gréseux à stratification oblique. On note la présence de filonnets sableux recoupant les structures; d'autre part ces niveaux contiennent parfois des lentilles conglomératiques à éléments siliceux (spiculithes) ou calcaires. C'est le faciès de l'unité du Holzerhorn avec l'unité conglomératique de la Klus, en lentilles (40 m).
  Calcaire graveleux, gréseux, riche en *Bauneia* sp. C'est le faciès de l'unité du Col de Cordon (25 m).
  Calcaire marneux et calcschistes biodétritiques, avec quelques passées graveleuses. Nous y avons observé un niveau très lumachellique, charbonneux, riche en Nérinées et Coraux. Au microscope on remarque de nombreuses sections d'*Orbitammina* forme A. Ce niveau est une récurence de l'unité oncolithique du Membre de Langel (10 m).
  Calcaire graveleux, riche en débris dolomitiques, gréseux (10 m).

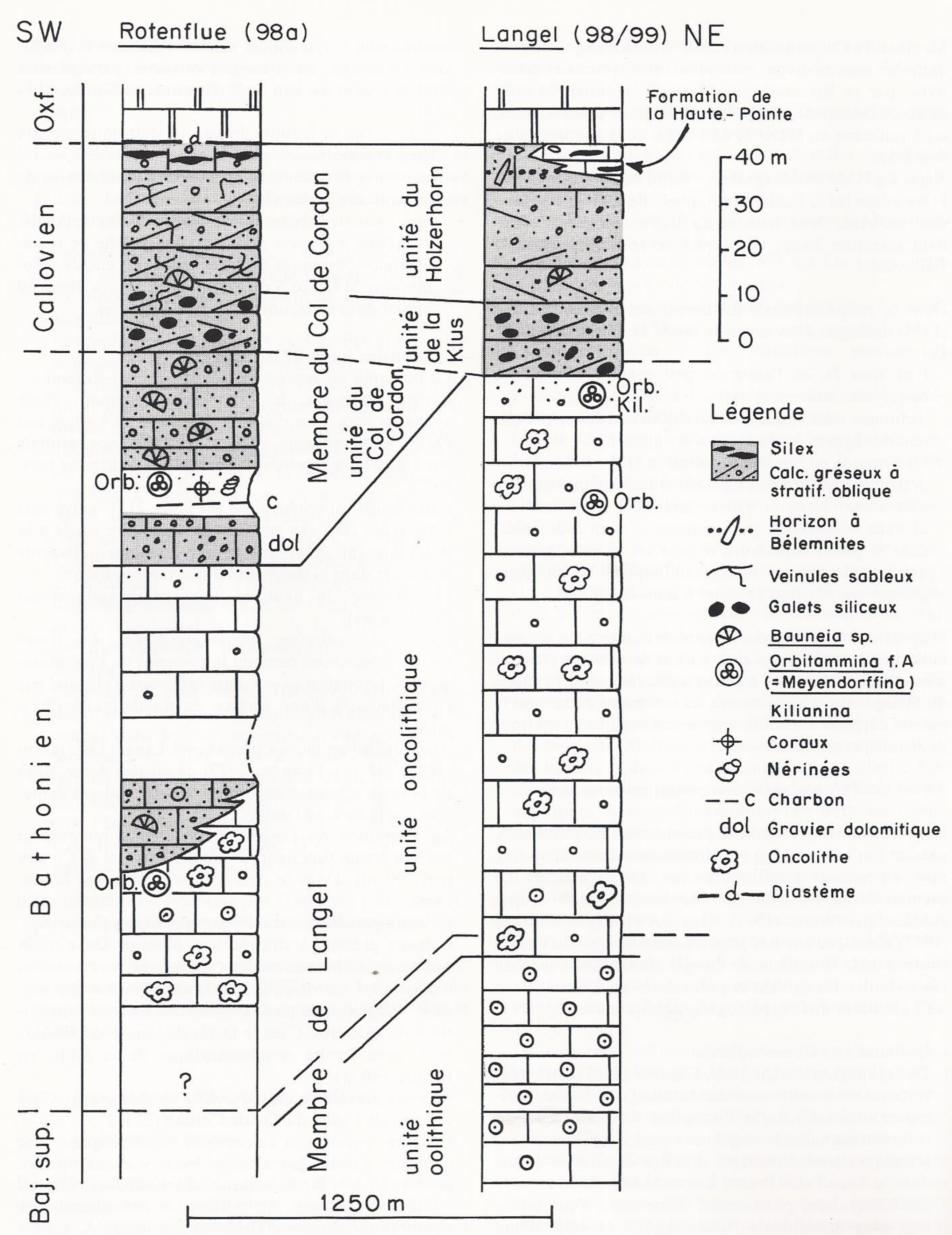


Fig. 21.
Corrélation lithostratigraphique entre les coupes de la Rotenflue et de Langel, à l'W de Boltigen (Préalpes bernoises). La coupe de Langel (2b2, fig. 2) a été choisie comme coupe type dü Membre de Langel; coordonnées suisses: 592,87/164,80. A la Rotenflue on observe des lentilles gréseuses (faciès du Membre du Col de Cordon) interstratifiées dans le M. de Langel. Ces lentilles sont interprétées comme des chenaux traversant le domaine intermédiaire (voir fig. 30, p. 81).

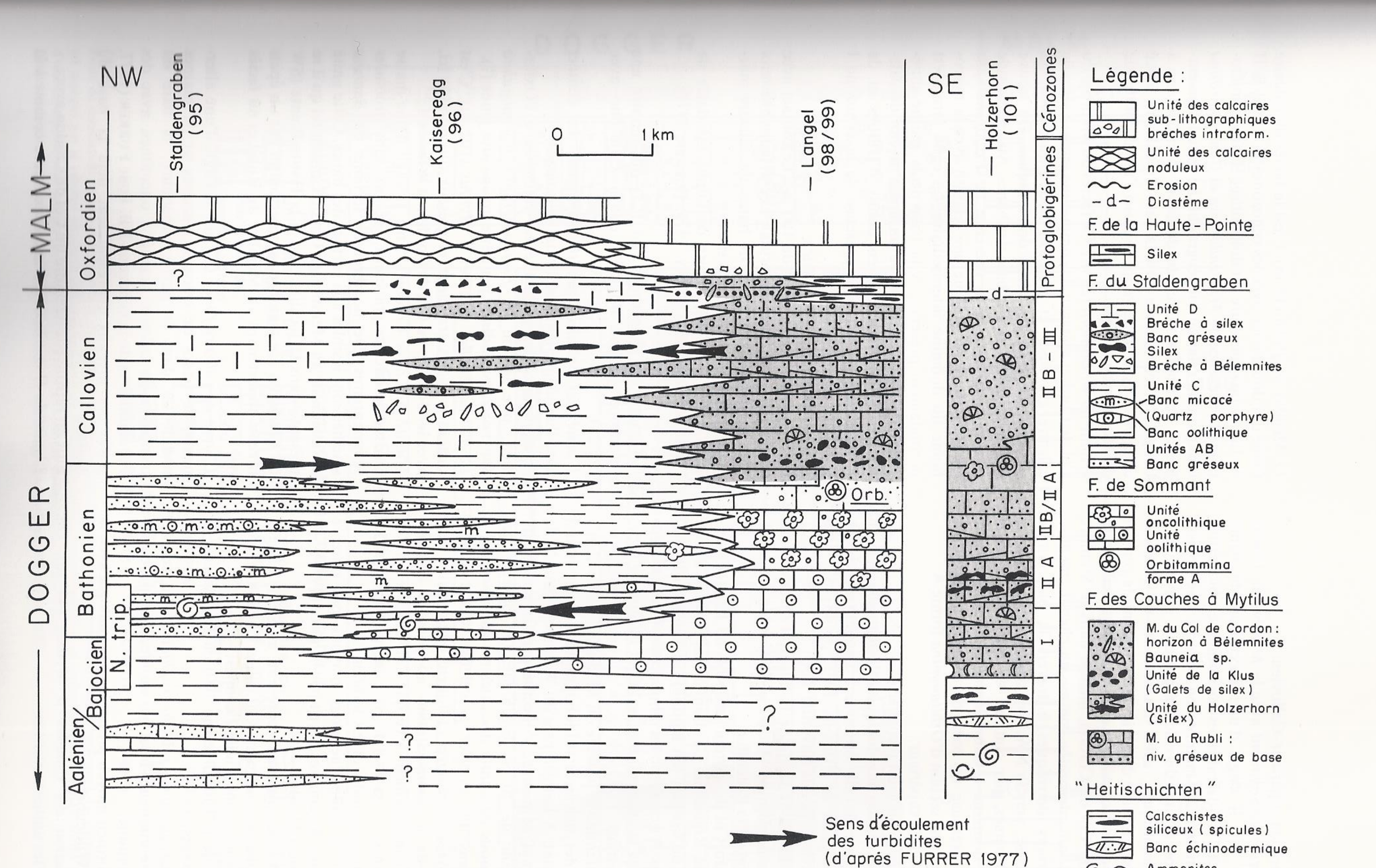


Fig. 22.
Profil de corrélation chronostratigraphique des unités lithologiques au niveau de Boltigen (Préalpes bernoises). Dans ce secteur des Plastiques internes le passage Dogger–Malm n'est pas marqué par une lacune; par contre on y observe dès le Callovien des brèches synsédimentaires liées à la phase callovo-oxfordienne de surrection (sédimentation instable sur un fond sous-marin en pente).

Age: Bathonien supérieur–Callovien.
La Formation de Sommant avec le *Membre de Langel* (env. 100 m). Il s'agit d'une succession de bancs massifs (1 à 2 m) de calcaires oncolithiques, biodétritiques. Au milieu du membre on observe une épaisse intercalation (20 m) de calcaire gréseux, graveleux, à débris dolomitiques, avec des sections de *Bauneia*. Cette masse gréseuse disparaît latéralement; le contact avec le calcaire à oncolithes est brutal. Cette lentille du Membre du Col de Cordon, incluse dans le Membre de Langel, est interprétée comme un chenal amenant des matériaux détritiques à travers la plate-forme briançonnaise, vers le NW. Ces dépôts sableux seront ensuite dispersés, par courant de turbidité, dans le bassin du domaine à Cancellophycus. Au-dessous de la lentille gréseuse un banc de calcaire à oncolithes nous a livré une section d'*Orbitammina* forme A.
Age: Bathonien supérieur.
La suite de la coupe est recouverte.
Ainsi la succession lithologique à la Rotenflue est un peu différente de celle observée à Langel (voir fig. 21, et la description de FURRER, 1977, pp. 48–75). Nous avons relevé les points suivants:

- La Formation de la Haute-Pointe, qui surmonte sur une dizaine de m le M. du Col de Cordon à Langel, est absente à la Rotenflue.
- Le M. du Col de Cordon et le M. de Langel alternent à la Rotenflue. La première apparition du M. du Col de Cordon (en lentille) est datée du Bathonien sup. A Langel ce membre apparaît un peu plus tard dans la succession, à la limite Bathonien sup.–Callovien inf.
- A la Rotenflue le passage du M. du Col de Cordon à l'unité des calcaires sublithographiques est brutal (diastème); A Langel, près du Walopsee, flanc N de l'anticlinal, ce passage s'effectue par l'intermédiaire d'un banc de 20 cm bréchoïde. On observe des galets mous de l'unité des calcaires sublithographiques dans une matrice graveleuse. Ces remaniements synsédimentaires indiquent une certaine continuité de la sédimentation au passage Dogger-Malm, contrairement à ce que l'on observe au Sex de la Sarse, à la Pte de St Laurent etc. dans les Médianes romandes et le Chablais.
- Enfin à la Rotenflue nous n'avons pas observé l'horizon à Bélemnites décrit par FURRER (1977).

- Le domaine à Mytilus

Ce domaine est largement représenté au SE de Langel, dans l'écaille chevauchante Chlusflue–Chemiflue–Holzerhorn. Nous avons étudié 2 coupes:

1. La coupe de la Chlusflue (no 100) où l'on observe la succession suivante:
L'unité des calcaires sublithographiques. Le contact avec l'unité inférieure n'est pas visible; il est probablement tectonique.
Age: Oxfordien moyen probable (par analogie avec la coupe de Wildenberg).
La Formation des Couches à Mytilus (44 m). On reconnaît les unités suivantes:
Le Membre du Rubli (15 m). C'est le faciès du calcaire foncé qui domine ici, avec les cénozones II A et II B/II A. La partie supérieure est dolomitisée. Dans la microfaune la présence de *Mesoendothyra* et *Conicospirillina* indique une relation biogéographique avec les assemblages de Foraminifères du domaine intermédiaire à Langel. Notons encore qu'à la base du calcaire foncé un niveau oolithique rappelle aussi l'unité oolithique du Membre de Langel.
L'unité du Holzerhorn (29 m). Ce faciès du Membre du Col de Cordon apparaît ici comme une épaisse série de calcaire graveleux et gréseux, biodétrique, avec des passées riches en gravillons dolomitiques. On trouve des «ripple marks» à la base des bancs. Au microscope nous avons reconnu la présence de *Protopeneroplis* (petite forme) qui indique une relation avec la microfaune du domaine intermédiaire, où cette forme est normalement présente. A la base de la moitié supérieure de l'unité on observe un épais niveau de calcschistes fossilifères riche en débris d'Huîtres et de *Mytilus*. On reconnaît la présence de la cénozone I dans l'unité du Holzerhorn.
Age: Bajocien sup. – Callovien.
Les «Heitischichten» (plus de 100 m). Le contact avec l'unité du Holzerhorn est brutal. Les «Heitischichten» présentent une alternance de bancs de calcaire marneux et de calcschistes, sans silex.
Age: La partie supérieure de l'unité est datée de l'Aalénien-Bajocien (THURY, 1973; FURRER, 1977).

2. La coupe du Holzerhorn (no 101) qui montre une succession voisine de celle de la Chlusflue avec (fig. 23):
L'unité des calcaires sublithographiques. Le contact avec l'unité inférieure est brutal (diastème).
Age: provisoirement l'unité est rattachée à l'Oxfordien; une section de *Protopeneroplis trochangulata* SEPTFONTAINE indique peut-être un âge plus jeune (?).
La Formation des Couches à Mytilus (102 m). C'est surtout le faciès graveleux et gréseux qui domine ici, avec le Membre du Col de Cordon et le faciès de:
L'unité du Col de Cordon (15 m). Il s'agit d'une masse épaisse de calcaire graveleux, gréseux, sans structures sédimentaires. De nombreuses sections de *Bauneia* silicifiés sont visibles à la surface des bancs. Cette unité est identique au Membre du Col de Cordon tel qu'il se présente dans la localité type, à la Haute-Pointe (SW du Chablais). Ce membre est interrompu par un épais niveau appartenant au Membre du Rubli et au faciès de:
L'unité du calcaire foncé (22 m). Il s'agit d'une alternance de bancs de calcaire marneux et de marnes noduleuses dans la partie supérieure; la base est composée de calcaire massif, à oncolithes, avec des Foraminifères de la cénozone IIB. Pour FURRER (1977, p. 81) ces niveaux représentaient déjà la base du Malm.
Puis on retrouve le Membre du Col de Cordon avec:
L'unité du Holzerhorn (65 m). On observe comme à la

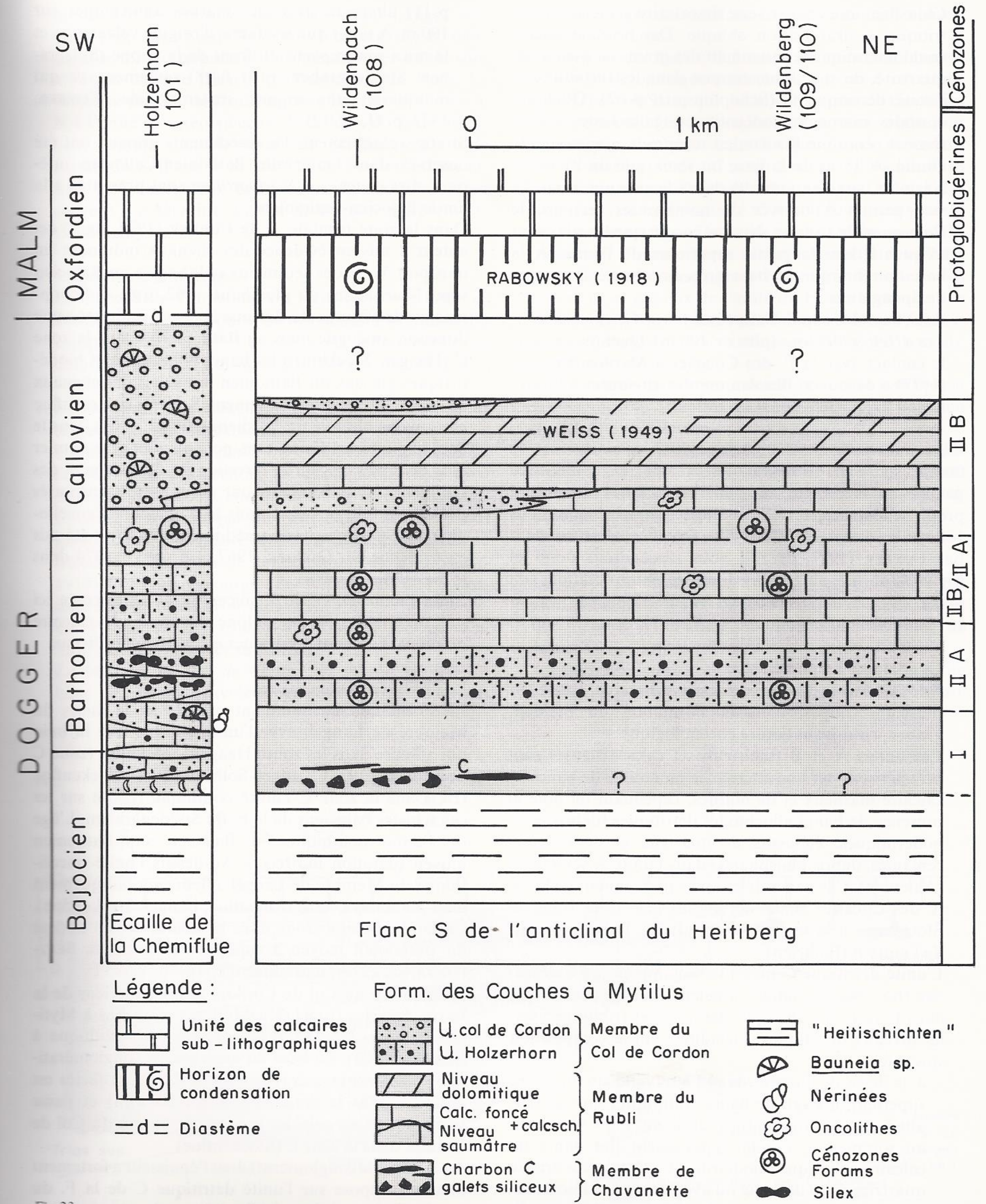


Fig. 23.
Profil de corrélation chronostratigraphique des unités lithologiques sur rive gauche du Simmental (Préalpes bernoises). Le passage Dogger–Malm est marqué par le célèbre «horizon de condensation» de RABOWSKY (1918), correspondant à un enfoncement de la plate-forme et à la création d'une forte pente sous-marine (mouvement de bascule au Callovo-Oxfordien en milieu marin).
Nous avons placé cet horizon dans l'unité des calcaires sublithographiques (SEPTFONTAINE, 1978).

Chlusflue, une épaisse série de calcaire gréseux, biodétritique, à stratification oblique. Des niveaux microconglomératiques contiennent des grains de quartz, de quartzite, de spiculithe, comme dans les turbidites de l'unité détritique C (Schopfenspitz, p. 62). Quelques épisodes marneux biodétritiques (calcschistes fossilifères et cénozone I) viennent rompre la monotonie de l'unité. A 15 m de la base on remarque un niveau à Nérinées, sur une vire; 10 m au-dessus, une nouvelle vire permet d'observer de nombreuses sections de *Bauneia* et de Coraux. Notons encore que les silex sont fréquents dans la partie supérieure de l'unité. A la base on remarque un banc gréseux, silicifié, à spicules de Spongiaires.
Age: Bajocien sup. à Callovien.
Les «Heitischichten» (plus de 100 m). Quelques m sous le contact avec la F. des Couches à Mytilus, Furrer (1977) a découvert des Ammonites attribuées à l'Aalénien - Bajocien.

En restant toujours dans la deuxième zone du secteur étudié, soit dans le massif des Préalpes bernoises, rive gauche de la Simme, on peut reconstituer un second profil schématique N-S analogue à celui que nous venons de discuter. Ce travail a été effectué récemment par Furrer (1977, fig. 17); nous reprendrons donc ici brièvement les observations et les interprétations de notre collègue, depuis le bassin à Cancellophycus jusqu'à la plate-forme briançonnaise.

- Le domaine à Cancellophycus
  Nous décrirons une succession synthétique, basée sur plusieurs coupes, dans la Formation du Staldengraben, en suivant l'ordre chronologique:
  Les unités A et B (schisteuse et calcschisteuse) sont caractérisées par une alternance monotone de bancs de calcaire marneux et de marnes; cependant on note la présence de bancs allochtones détritiques (débris échinodermiques, éléments de quartzite et de dolomie remaniés, débris phosphatés) dans l'unité A seulement (Aalénien). Ces bancs détritiques proviennent de l'unité des calcaires échinodermiques (sur l'axe Haagen-Stockhorn) décrite par Thury (1973). Ils sont absents de l'unité B (Bajocien).
  L'unité détritique C présente, notamment au Sulzgraben (no 104), les mêmes caractéristiques générales que dans le reste des Préalpes bernoises et fribourgeoises; les niveaux détritiques (turbidites) ont la composition suivante:
  - à la base de l'unité, dans l'intervalle du Bajocien supérieur, il s'agit de bancs oolithiques sans quartz, alternant avec des marnes sur 60 m.
  - au sommet de l'unité apparaissent des bancs de calcaire oolithique, biodétritique gréseux à débris de quartzite et de dolomie ou avec des bancs microconglomératiques contenant des éléments d'origine diverse: roche volcanique («quarzporphyr» auct.) dolomie, quartzite, calcaire oolithique. Ces différents types de resédiments (décrits par Furrer, 1977 p. 11) alternent avec des marnes autochtones sur 190 m. A noter que les débris d'origine volcanique et le mica sont répartis au front de la nappe (Sulzgraben, Staldengraben, pl. II fig. 8) seulement, ce qui indiquerait une origine septentrionale (Furrer, 1977, p. 11, fig. 12).

  Stratigraphiquement, les resédiments gréseux ont été observés dans l'intervalle Bathonien-Callovien inférieur. Les couches à *N. tripartitum* sont présentes à la limite Bajocien-Bathonien.
  Dans la zone frontale A de Furrer (1977, fig. 2) cet auteur a mis en évidence des chenaux indiquant un transport W-E des sédiments oolithiques au Bajocien sup. (Nous avons vu plus haut, p. 62, qu'à la Schopfenspitz les figures de dessous de banc indiquent une direction analogue mais au Bathonien). Dans la zone C (Haagen-Stockhorn) les bancs oolithiques et biodétritiques gréseux du Bathonien ont suivis des chenaux de direction vraisemblablement S-N (à la Rotenflue nous avons observé un tel chenal, fig. 21, p. 64) dans le domaine intermédiaire, sans pouvoir toutefois donner plus de précisions sur la direction de déplacement des sédiments. Ces sédiments ont ensuite été transportés par courant de turbidité dans le domaine à Cancellophycus (Ce processus de resédimentation avait été mis en évidence par Gisiger, 1967 et Andrey, 1974 dans le massif des Bruns).
  Enfin l'unité D, calcaréo-siliceuse, est représentée ici par une succession monotone de bancs de calcaire marneux, finement détritiques et légèrement siliceux.

- Le domaine intermédiaire
  La Formation de Sommant montre ici le faciès du Membre de Langel, avec l'unité oolithique à la base qui affleure dans les zones Haagen-Stockhorn (zone C de Furrer, 1977), Langel-Solhorn (D) et Stockenflue (E). Dans la zone C l'unité oolithique repose sur les calcschistes bajociens de la F. du Staldengraben. L'âge de l'unité oolithique est Bajocien sup.-Bathonien moyen (datation indirecte). Au-dessus l'unité oncolithique du Membre de Langel affleure sporadiquement dans les zones D et E (Rotenflue, Langel, Stockenflue). Ce faciès est synchrone dans le secteur étudié et daté du Bathonien moyen à supérieur (Furrer & Septfontaine, 1977); il diminue d'épaisseur vers l'E.
  Le Membre du Col de Cordon, terme supérieur de la Formation des Couches à Mytilus («Couches à Mytilus» au sens large) repose sur l'unité oncolithique à Langel (fig. 21). La base du membre est conglomératique (unité conglomératique de la Klus); ce faciès est répandu dans la zone D (Langel-Solhorn) et passe latéralement au calcaire gréseux de l'unité du Col de Cordon dans la zone E (Stockenflue).
  Au Solhorn le conglomérat (dont l'épaisseur a fortement diminué) repose sur l'unité détritique C de la F. du Staldengraben. L'âge de l'unité conglomératique est Callovien inférieur. Les deux autres termes lithologiques du Membre du Col de Cordon (unité du Col de Cordon et unité du Holzerhorn) surmontent le conglo-

mérat. On les retrouve dans l'anticlinal Langel-Solhorn (D), dans l'anticlinal du Heitiberg (E) et dans l'écaille du Holzerhorn (F). Cependant ces unités sont absentes dans le flanc S de l'anticlinal de Heiti. Le Membre du Col de Cordon passe latéralement vers le N à l'unité calcaréo-siliceuse D de la F. du Staldengraben, comme dans le reste des Médianes. Dans le massif du Solhorn le M. du Col de Cordon est recouvert par l'unité des calcaires noduleux (Oxfordien moyen). Le Membre du Col de Cordon représente le Callovien.

- Le domaine à Mytilus

Le flanc S de l'anticlinal de Heiti offre une série de coupes géologiques dans les «Couches à Mytilus». En compagnie de M.U. FURRER nous avons étudié en détail les 2 coupes qui suivent, d'W en E (fig. 23, p. 67):

1. La coupe du Wildenbach (no 108). On observe de haut en bas stratigraphiquement:

L'unité des calcaires sublithographiques. En lame mince on reconnaît des sections de Protoglobigérines avec des microncolithes. Cette unité est séparée de la F. des Couches à Mytilus par un petit banc (15 cm) gréso-glauconieux, phosphaté, à débris d'Ammonites et de Bélemnites (horizon de condensation de RABOWSKY, 1918). Cet horizon contient des Ammonites de l'Oxfordien à Wildenberg (voir plus bas).

La Formation des Couches à Mytilus (56 m). On distingue les membres suivants:

Le Membre du Col de Cordon (?) représenté par un banc de calcaire graveleux, gréseux (0,5 m) montrant au microscope des sections de *Pseudocodium convolvens* PRATURLON.

Le Membre du Rubli (49,5 m). Au sommet on observe le niveau dolomitique caractéristique (sur 6 m) décrit par WEISS (1949), et qui fait encore partie de l'unité du calcaire foncé. Les 2/3 supérieurs de cette unité sont formés par des bancs calcschisteux foncés contenant des Characées et des Coprolithes. Les Foraminifères sont absents sauf *Praekurnubia* qui paraît tolérer des conditions de basse salinité. Ces niveaux d'eau saumâtre surmontent le faciès marin confiné riche en oncolithes et en Foraminifères des cénozones II A et IIB/II A. La base du membre présente, sur 7 m, le faciès graveleux et gréseux de l'unité du Holzerhorn; dans ce faciès nous avons observé des Foraminifères *(Pfenderina* et *«Lituonella»)* de la cénozone II A. La base du membre est recouverte.

Age: Comme dans le reste des Médianes (à l'exception des Rigides) le Membre du Rubli s'étend du Bajocien supérieur au Callovien.

Le Membre de Chavanette (env. 6 m). C'est un conglomérat à éléments siliceux (spiculithes et quartzites) avec des niveaux charbonneux exploités dans le passé. Cette unité repose sur les «Heitischichten».

Age: Bajocien supérieur probable (FURRER, 1977, p. 86).

2. La coupe de Wildenberg (no 110) est complétée par l'affleurement (no 109) situé le long de l'ancien sentier qui mène à Wildenberg, sur rive droite du ravin du Latterbach. La succession est la suivante:

L'unité des calcaires sublithographiques. C'est un calcaire qui est ici finement grenu. Le micro-

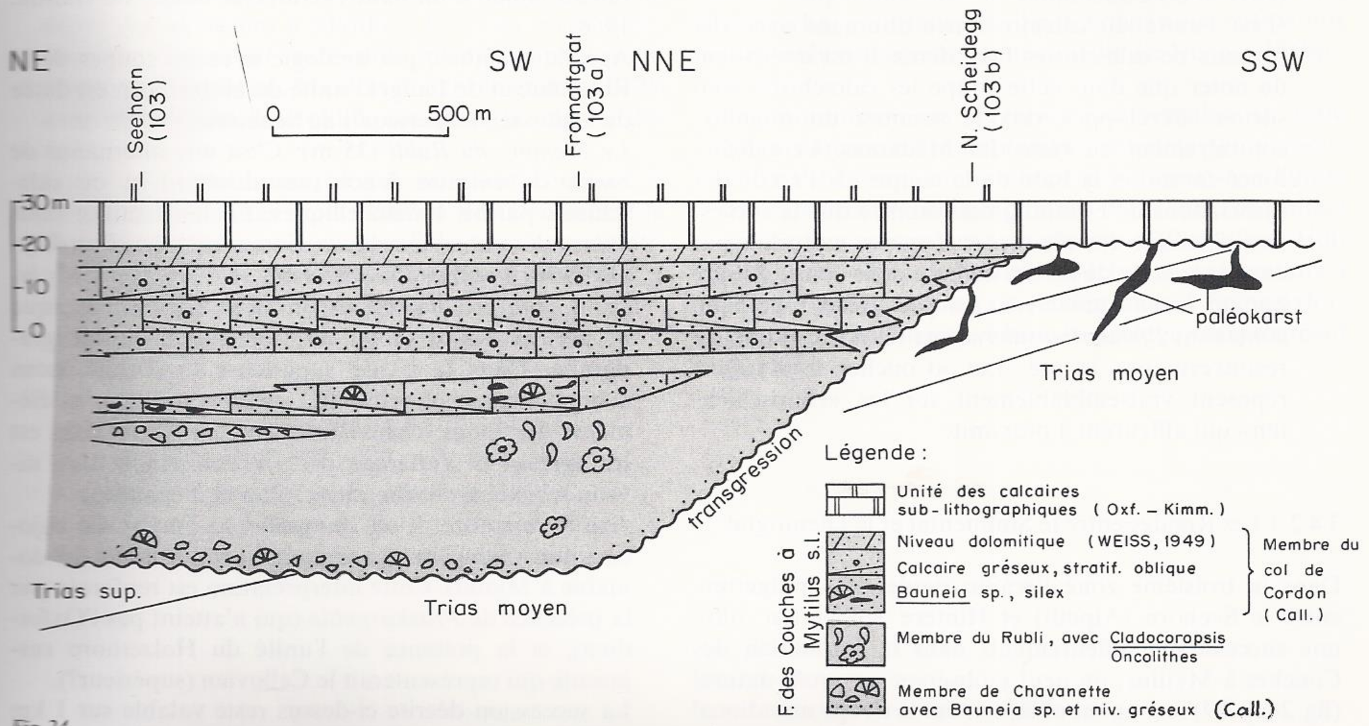


Fig. 24.
Profil de corrélation lithostratigraphique dans l'écaille rigide des Spillgerten. Les «Couches à Mytilus» transgressent vers le SSW. A noter le passage progressif des unités lithologiques à la limite Dogger–Malm.

faciès est composé de microncolithes et de Foraminifères de mer ouverte: Protoglobigérines, *Lenticulina* sp., *Spirillina* sp. Comme à Wildenbach l'unité repose sur les «Couches à Mytilus» par l'intermédiaire d'un banc gréseux (20 cm), glauconieux, imprégné de minéraux phosphatés, riche en débris d'Ammonites. C'est l'horizon de condensation de RABOWSKY (1918), décrit en détail par FURRER (1977, p. 76) et qui est visible sur la rive droite du ravin, où sa position stratigraphique est sans équivoque. Des lames minces effectuées dans les Ammonites de la collection RABOWSKY (provenant de la localité type, recouverte maintenant, dans la forêt de Wildenberg) nous ont montré la présence de Protoglobigérines abondantes (pl. X, fig. 2–4), indiquant que les Ammonites proviennent bien de la base de l'unité des calcaires sublithographiques et non de la partie supérieure des «Couches à Mytilus» (SEPTFONTAINE, 1978).

Age: La faune d'Ammonites est datée de l'Oxfordien moyen (z. à *transversarium*) d'après RABOWSKY (1918); selon JEANNET (1922, p. 618) cette faune appartient encore à l'Oxfordien inférieur (z. à *cordatum*).

La Formation des Couches à Mytilus (env. 50 m sur rive gauche; 16 m sur rive droite).

Dans la localité décrite par RABOWSKY (1918), soit le long de la pente boisée et rocheuse du flanc SW de la colline Bomad/Wildenberg, rive gauche du Latterbach (no 110), on observe la succession suivante:

Le Membre du Rubli, dans lequel on distingue de haut en bas:

- un épais niveau dolomitique (env. 10 m). Le contact avec le calcaire du Malm est recouvert.
- une alternance de calcschistes et de bancs massifs (env. 40 m) à oncolithes.

  C'est l'unité du calcaire foncé alternant avec des niveaux de calcschistes fossilifères. Il est intéressant de noter que dans cette coupe les calcschistes sont surtout développés vers le sommet du membre, contrairement au reste des Médianes. Le calcaire foncé forme ici la base de la coupe. Or l'étude des associations de Foraminifères montre que la succession classique des cénozones n'est pas perturbée par ce changement de faciès. La base de la coupe débute par un niveau graveleux, un peu gréseux de 5 m, contenant *Pfenderina salernitana* (II A). La suite est recouverte par le pré. Les «Couches à Mytilus» reposent vraisemblablement sur les «Heitischichten» qui affleurent à proximité.

3.4.2.3 Les Rigides entre le Simmental et le Diemtigtal

Dans la troisième zone l'écaille rigide des Spillgerten, entre le Seehorn (Alpetli) et Hintere Spillgerten, offre une succession d'affleurements dans la Formation des Couches à Mytilus; on peut y observer un profil naturel (fig. 24, p. 69) recoupant obliquement le rivage méridional de la mer intérieure des «Couches à Mytilus» (GENGE, 1958, fig. 6). Nous avons étudié 3 coupes, du N au S:

1. La coupe du Seehorn (no 103). On observe de haut en bas stratigraphiquement:

Un calcaire blanc marmoréen, riche en Polypiers, Diceratidés, Nérinées avec des niveaux de calcaire tacheté, recristallisé (vers la base). Le passage à l'unité inférieure est progressif. Epaisseur: env. 100 m.

L'unité des calcaires sublithographiques (env. 10 m). Le microfaciès est analogue à celui que nous avons observé à la Gummfluh, dans des niveaux stratigraphiques équivalents. Il s'agit d'un «packstone» composé de microncolithes étirés, avec des débris échinodermiques. A la base des cristaux de dolomite sont fréquents; le passage à l'unité inférieure est progressif.

Age: indéterminé, probablement Oxfordien-Kimmeridgien (?).

La Formation des Couches à Mytilus (73 m). Elle comprend les unités suivantes:

Le Membre du Col de Cordon (35 m). C'est le faciès de l'unité du Holzerhorn qui est représenté ici d'une manière identique à l'affleurement de la Rotenflue. Le calcaire est graveleux (bioclasts), un peu gréseux (10% de quartz) et montre des structures obliques recoupées par des filonnets sableux. A la base de l'unité on observe un banc riche en nodules de silex, débris dolomitiques et sections de *Bauneia.* Le niveau de passage à l'unité supérieure est fortement dolomitisé. Nous plaçons la limite supérieure des «Couches à Mytilus» au-dessus de ce niveau, suivant l'interprétation de WEISS (1949). Les bancs gréseux sont séparés par des niveaux tendres calcschisteux, charbonneux, contenant de rares Foraminifères *(Pseudocyclammina?, Textularia?)* et des débris de Mollusques.

Le passage à l'unité inférieure est progressif; il s'effectue au milieu d'un banc («Unterste Bank» de GENGE, 1958).

Age du membre: par analogie avec les coupes de la Rotenflue et de Langel l'unité du Holzerhorn est datée du Callovien (supérieur?) au Seehorn.

Le Membre du Rubli (35 m): C'est une alternance de bancs de calcaire foncé («mudstone») et de calcschistes parfois lumachelliques. En lame mince nous avons déterminé quelques Foraminifères: *Pseudocyclammina maynci, Praekurnubia* sp., *Valvulina* aff. *lugeoni, Nautiloculina* sp. Cette microfaune peu typique ne permet pas de tenter une corrélation biostratigraphique. Dans la partie supérieure de l'unité, nous avons observé une lentille conglomératique, à éléments triasiques (chenal?). Le contact sur le Trias est transgressif et s'effectue par l'intermédiaire d'un niveau schisteux, charbonneux, d'un m d'épaisseur.

Age du membre: il est compris dans l'intervalle bajocien sup.-callovien par analogie avec le reste du domaine à Mytilus. Cette interprétation est renforcée par la présence de *Praekurnubia* (qui n'atteint pas l'Oxfordien), et la présence de l'unité du Holzerhorn susjacente qui représenterait le Callovien (supérieur?).

La succession décrite ci-dessus reste valable sur 1 km vers le SW. GENGE (1958) signale la présence d'un conglomérat (1 m) à éléments triasiques, avec des

marnes gréseuses (Membre de Chavanette), contenant *Bauneia* sp. La présence de ce Bryozoaire dans le Membre de Chavanette n'est connue que dans deux localités: au Seehorn et à la Pte de la Rovagne (SW du Chablais).

2. Sous le Fromattgrat nous avons levé une deuxième coupe (no 103a) qui présente une succession lithologique identique. Dans le Membre du Rubli on observe un niveau très riche en *Cladocoropsis,* entre le chalet 1794 et la coupe du Fromattgrat.

3. Enfin au N de Scheidegg (coupe no 103b) les «Couches à Mytilus» sont très réduites, le passage au calcaire du Malm n'est pas visible. On y observe:
Le Membre du Col de Cordon (4 m). C'est le faciès de l'unité du Holzerhorn, un calcaire gréseux à stratification oblique.
Le Membre de Chavanette (1 m). Ce membre est représenté ici par un niveau de marnes dures, terreuses, gris foncé, très gréseuses; la patine est parfois de teinte rouille.

Il reste à dire quelques mots sur le substratum triasique. D'après GENGE (1958) les couches du Trias ont été basculées vers le N(?) puis érodées en biseau sous les «Couches à Mytilus». Au Seehorn le calcaire du Dogger repose sur la Formation brèchique (Trias supérieur d'après BAUD, 1972). Plus au S au pied des pentes d'Alpetli ce sont les calcaires rubannés (Trias moyen) qui forment le substrat des «Couches à Mytilus». Ce biseautage du Trias correspond à une discordance angulaire de 6° au moins (le pendage est apparent) vers le NNE, situation actuelle. Avant le dépôt des «Couches à Mytilus» les calcaires et dolomies du Trias ont subi une intense karstification (GENGE, 1958; BAUD, MASSON & SEPTFONTAINE, 1979) avec des dépôts sidérolithiques dans la région des Spillgerten.
Il est vraisemblable que, au S de ce massif, l'érosion ait atteint les quartzites de la base du Trias ou même le Permien. C'est une source possible du quartz détritique fréquent à la base des «Couches à Mytilus» et dans le Membre du Col de Cordon.

3.4.3 Résumé des éléments nouveaux

A la suite de travaux détaillés dans les Préalpes romandes et bernoises (GISIGER, 1967; ANDREY, 1974; FURRER, 1977) les modalités de passage des unités lithologiques du domaine intermédiaire au domaine à Cancellophycus, ainsi que les mécanismes sédimentologiques, sont pratiquement élucidés:

- Les sédiments carbonatés s'accumulent sur le rebord de la plate-forme briançonnaise puis, suite à une rupture d'équilibre, la masse graveleuse chenalisée se répand en turbidites de faciès divers (FURRER, 1977, pp. 107–115) dans le bassin à Cancellophycus. Les turbidites micacées à débris charbonneux et les resédiments contenant des «quartzporphyr» proviendraient d'un seuil émergé à relief permo-triasique et carbonifère, appartenant au domaine S-valaisan.
- Grâce aux dépôts resédimentés dans le bassin, il est possible de reconstituer la succession des unités lithologiques du domaine intermédiaire et de présenter des corrélations bio- et lithostratigraphiques entre ces deux domaines (fig. 22, p. 65). Nos observations à la Schopfenspitz et dans les Préalpes vaudoises confirment les conclusions de FURRER (1977) et FURRER & SEPTFONTAINE (1977):
Le Membre du Col de Cordon est surtout d'âge callovien; localement il peut apparaître en lentilles dès le Bathonien.
Le Membre de Langel comprend l'unité oncolithique d'âge bathonien et l'unité oolithique qui s'étend du Bajocien supérieur au Bathonien inférieur(?).

Nos investigations dans les domaines intermédiaire et à Mytilus (Langel, Heitizone, Spillgerten) nous ont permis de définir le passage des unités à la limite Dogger-Malm:

- Contrairement aux Préalpes occidentales la série briançonnaise est pratiquement complète. On n'observe pas d'érosion importante (troncature) sous l'unité des calcaires sublithographiques. Par contre ce contact est parfois marqué par un diastème (Rotenflue, Holzerhorn), un banc bréchoïde (brèche synsédimentaire à Langel) ou un horizon de condensation à faune oxfordienne (Wildenberg). Sinon le passage est progressif (Spillgerten).

Troisième partie
Interprétation paléogéographique et paléotectonique

1. Rappel historique

Nous allons résumer les connaissances et interprétations des anciens auteurs sur l'évolution paléogéographique et paléotectonique du «géanticlinal briançonnais» dans les Préalpes au Jurassique. Les travaux marquants à ce sujet sont ceux de DE LORIOL & SCHARDT (1883), SCHARDT (1898), JEANNET (1918), PETERHANS (1926), BADOUX & MERCANTON (1962), jusqu'aux années 60. Les points importants que l'on peut dégager sont les suivants:

- Individualisation de domaines paléogéographiques distincts (au Dogger), soit du NW au SE: le domaine des «Couches à Cancellophycus» (ou domaine à Cancellophycus), le domaine intermédiaire, de nature mal définie, le domaine des «Couches à Mytilus» (ou domaine à Mytilus), et finalement la terre émergée briançonnaise. Les recherches paléontologiques de DE LORIOL & SCHARDT ont montré que les «Couches à Mytilus» (bathoniennes *pro parte,* cet âge étant d'ailleurs discuté par certains auteurs) étaient bien un équivalent néritique (synchrone) des «Couches à Cancellophycus». Cependant l'étude des macrofossiles n'a pas conduit à un cadre biostratigraphique permettant des corrélations plus précises (fossiles de faciès).
- Mise en évidence de secteurs d'orientation SW–NE à sédimentation liasique lacunaire («géanticlinaux» de PETERHANS) interprétés dans un cadre tectonique compressif.
- Interprétation paléotectonique en «mouvements de bascule» mis en évidence en Chablais oriental (BADOUX & MERCANTON). La zone septentrionale de la nappe s'enfonce, la zone méridionale se relève. Le dispositif débute au Pliensbachien et se maintient pendant le Dogger. Pour BADOUX «nulle faille ancienne n'a pu être mise en évidence» (p. 182); les mouvements paléotectoniques se résument à des déformations jouant «selon la verticale, suivant un mode souple et compensé».

Ainsi, les grandes lignes de la paléogéographie du Jurassique des Médianes d'une part et quelques tentatives d'interprétation paléotectonique d'autre part ont été esquissés par les pionniers de la géologie préalpine. Si le modèle paléogéographique proposé restait valable dans sa conception générale, par contre les relations stratigraphiques et géométriques entre les unités lithologiques ainsi que les interprétations paléotectoniques étaient des sujets à reprendre dans leur ensemble. En effet les investigations dans le Jurassique préalpin étaient encore trop fragmentaires car les études de nos prédécesseurs recouvraient des secteurs géographiques limités (Préalpes vaudoises, valaisannes, etc.) du fait même de la complexité et de l'immensité des sujets à traiter. La vision d'ensemble, nécessaire à l'étude paléogéographique d'une période, n'était pas encore possible.
De plus les données litho- et biostratigraphiques dans le Briançonnais (domaine intermédiaire, domaine à Mytilus) restaient encore trop rudimentaires dans le courant des années 60. Les corrélations entre les différents domaines demeuraient de ce fait très hypothétiques.
Enfin du point de vue formel on note l'utilisation parfois abusive de termes à valeur chronostratigraphique pour désigner des unités non datées: Dogger à ..., Malm à ..., etc.; ou encore l'emploi de certains microfossiles dont la valeur biostratigraphique était discutable.
Les travaux récents dans les Alpes et dans les Préalpes, conduits dans l'optique de la tectonique des plaques, ont offert un cadre original dans lequel il est possible de réinterpréter les données des anciens auteurs complétées par les observations modernes de terrain. Après STAUB (1951), LEMOINE (1953), TRÜMPY (1957, 1960) la conception d'une tectonique distensive est définitivement appliquée au Briançonnais considéré comme une portion de la marge continentale N-téthysienne en distension pendant le Jurassique. Des études plus récentes ont confirmé la présence de mouvements distensifs dans le Briançonnais des Préalpes et des Hautes-Alpes françaises: LEMOINE (1975), BAUD & MASSON (1975), BOURBON et al. (1976), HOMEWOOD (1977), SEPTFONTAINE (1979), BAUD & SEPTFONTAINE (1980) pour n'en citer que quelques-uns.
Restaient cependant un grand nombre de problèmes fondamentaux à résoudre avant d'avancer des conclusions paléogéographiques et paléotectoniques sur le Jurassique du Briançonnais préalpin dans son ensemble. Nous pensons à l'âge des «Couches à Mytilus», à leur subdivision en unités bio- et lithostratigraphiques et aux modalités de passage de ces couches vers les calcaires du Malm; aux problèmes stratigraphiques posés par les couches oolithiques et coralligènes du domaine intermédiaire, et leur relation avec les dépôts des autres domaines; à l'introduction d'une nomenclature formelle permettant de définir sans ambiguités et de reconnaître sur l'ensemble du territoire les nombreuses unités lithologiques du Dogger et de la base du Malm. Ces différents problèmes ont été évoqués et en partie résolus dans les deux premiers chapitres de ce travail.

2. Etablissement d'une carte palinspastique des médianes

Sans entrer dans des détails de construction disons que le cadre paléogéographique utilisé ici (fig. 25, p. 74) pour les

Médianes plastiques a été établi à partir des levés géologiques de nos prédécesseurs, en particulier d'après les études tectoniques de BADOUX (1965) pour les Préalpes vaudoises, de BADOUX & MERCANTON (1962) pour le Chablais et de PLANCHEREL (1979) pour les Romandes. Les accidents tectoniques importants dont nous avons tenu compte sont, du SW au NE (fig. 1 et 2, pp. 12–13):

- le décrochement de Bonnevaux, qui rejoint vers l'E le chevauchement de la Dt d'Oche.
- le décrochement de la Chapelle d'Abondance.
- le décrochement de la vallée du Rhône.
- le décrochement (ou zone de dislocation) des Neuschels–Lac Noir.

Les structures tectoniques, ainsi que certains secteurs paléogéographiques évidents (p. ex. la zone Bise–Tour d'Aï) ont été réajustés de part et d'autre de ces accidents. On a aussi tenu compte des mouvements de rotation aux extrémités de la nappe. Enfin le déroulement des plis a été effectué selon la méthode proposée par BADOUX & MERCANTON (1962, p. 178) sur une série de profils géologiques NW–SE à travers le Chablais et les Préalpes romandes. Le profil de la rive droite du Rhône (BADOUX, 1965) a servi de référence pour établir la largeur des principaux domaines paléogéographiques (en particulier le domaine intermédiaire au Bajocien sup.-Bathonien).
Le cas des Médianes rigides, écaillées, est plus complexe. Nous avons utilisé le schéma proposé par BAUD (1972), valable pour la partie radicale de la nappe. Dans ce secteur la reconstitution palinspastique reste cependant très hypothétique (rotations?).

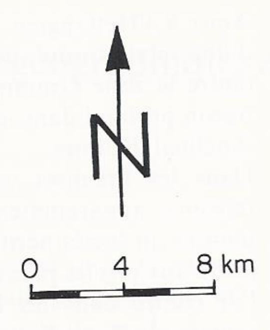
3. Résumé de paléogéographie liasique

D'après les travaux des anciens auteurs il est possible de reconstituer quelques étapes de l'évolution paléogéographique des Médianes au Lias:

Hettangien: En Chablais l'Hettangien inférieur (niv. b à e) est transgressif (BADOUX & MERCANTON (1962)); le faciès est néritique et constant sur l'ensemble du territoire, qui est soumis à un lent mouvement généralisé de subsidence. Les conditions du milieu sont encore proches de celles qui régnaient au Trias sup. Par contre entre l'Hettangien inf. et l'Hettangien sup. (niv. 7.) on note déjà l'individualisation d'une «ride» (surrection de la zone Château d'Oche-Corbeyrier et de la zone Grammont–Pelluaz plus au S) sur laquelle le Rhétien et l'Hettangien inf. sont érodés. C'est la bordure méridionale du bloc ou compartiment tectonique NW subissant un mouvement de bascule (?) vers le N (voir notre interprétation fig. 36 et 37, p. 88). Dans un secteur plus méridional, jouxtant la zone Grammont–Pelluaz, une zone subsidente se crée, caractérisée par le dépôt de calcaires à silex et à Ammonites (faciès profond).
Ainsi à l'Hettangien supérieur on observe l'opposition d'une plate-forme néritique dans le N du Chablais (entre la zone Grammont–Pelluaz et le Léman) et d'un bassin profond dans le S, entre la zone Bise–Chillon et le synclinal d'Ubine.
Dans les Préalpes vaudoises et fribourgeoises on ne retrouve apparemment plus ce dispositif, l'Hettangien montre un faciès néritique depuis le front des Médianes jusqu'aux plis les plus internes des Plastiques.
Par contre dans les Préalpes bernoises THURY (1973) signale, du N au S, un Hettangien néritique, oolithique, au N du Stockhorn (zones A à C), puis des dépôts dolomitiques sur la «ride» du Stockhorn (zones D à E) et enfin un Hettangien à faciès profond (niv. f) dans le rebord interne des Plastiques.
On retrouve ici une opposition plate-forme/bassin nettement marquée, comme en Chablais.
D'une manière générale, la présence de discordances angulaires (démontrant un mouvement de bascule dans un cadre rigide) n'a pas encore été signalée dans le Lias inférieur.

Sinémurien–Lotharingien: En Chablais oriental et dans les Préalpes valaisannes le dispositif établi à l'Hettangien subsiste; la zone du Château d'Oche–Chalets de Neuteu–Pte de St-Laurent (lacunaire ou «géanticlinal» A_2 de PETERHANS, 1926) forme une bande étroite qui sépare un domaine néritique (calcaires spathiques), au N, d'un bassin profond au S (calcaires siliceux, équivalent latéral des «Heitischichten»). Il est probable que cette bande était émergée au Sinémurien car BADOUX (1962) signale des niveaux rouges (terres rubéfiées remaniées) dans le Lotharingien sus-jacent à la Chaumény. On connaît aussi la présence de gravillons dolomitiques (Trias sup. érodé) dans les sédiments dès le Sinémurien.
Dans les Préalpes suisses la situation paléogéographique est semblable, avec une large plate-forme néritique où se développaient des prairies de Crinoïdes (au N) et un bassin profond où se déposaient des schistes siliceux (spongolithes) à Céphalopodes («Heitischichten» au S).

Pliensbachien sup. (Domérien): D'après BADOUX & MERCANTON (1962, p. 152) le dispositif paléogéographique précédent se transforme. La zone frontale des Médianes s'enfonce progressivement (Meillerie, St-Gingolph), alors que la zone méridionale de la nappe (Rigides) se relève. Cependant cette interprétation ne nous paraît pas satisfaisante dans l'ensemble car, comme nous l'avons vu plus bas (à l'Hettangien sup.), le Briançonnais préalpin était composé d'au moins 2 compartiments tectoniques principaux qui ont réagit de manière indépendante aux efforts tectoniques. On ne peut ignorer le rôle important qu'à dû jouer la zone de paléofailles normales Château-d'Oche–Corbeyrier séparant ces 2 blocs dès cette époque, et interdisant tout mouvement d'ensemble. A notre avis seul le bloc NW (du front de la nappe à la zone du Château-d'Oche) a basculé vers le N. Le bloc SE n'a pas suivi le même mouvement, ceci pour les raisons suivantes:



Légende

Compartiment tectonique NW

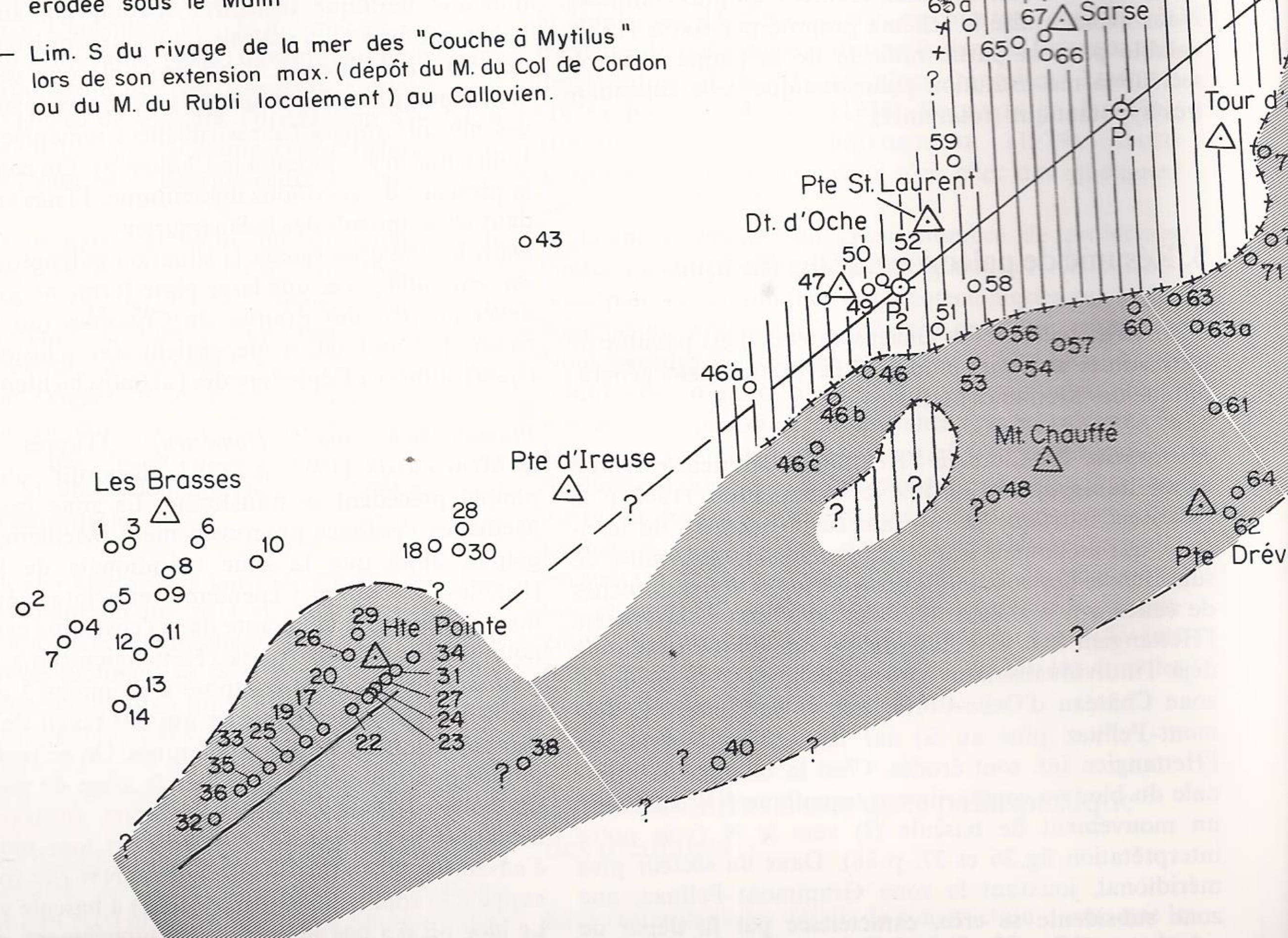
— — — Limite N de l'extension max. des dépôts d'accumulation du M. du Col de Cordon (F. des Couches à Mytilus) au Callovien (plate-forme briançonnaise)

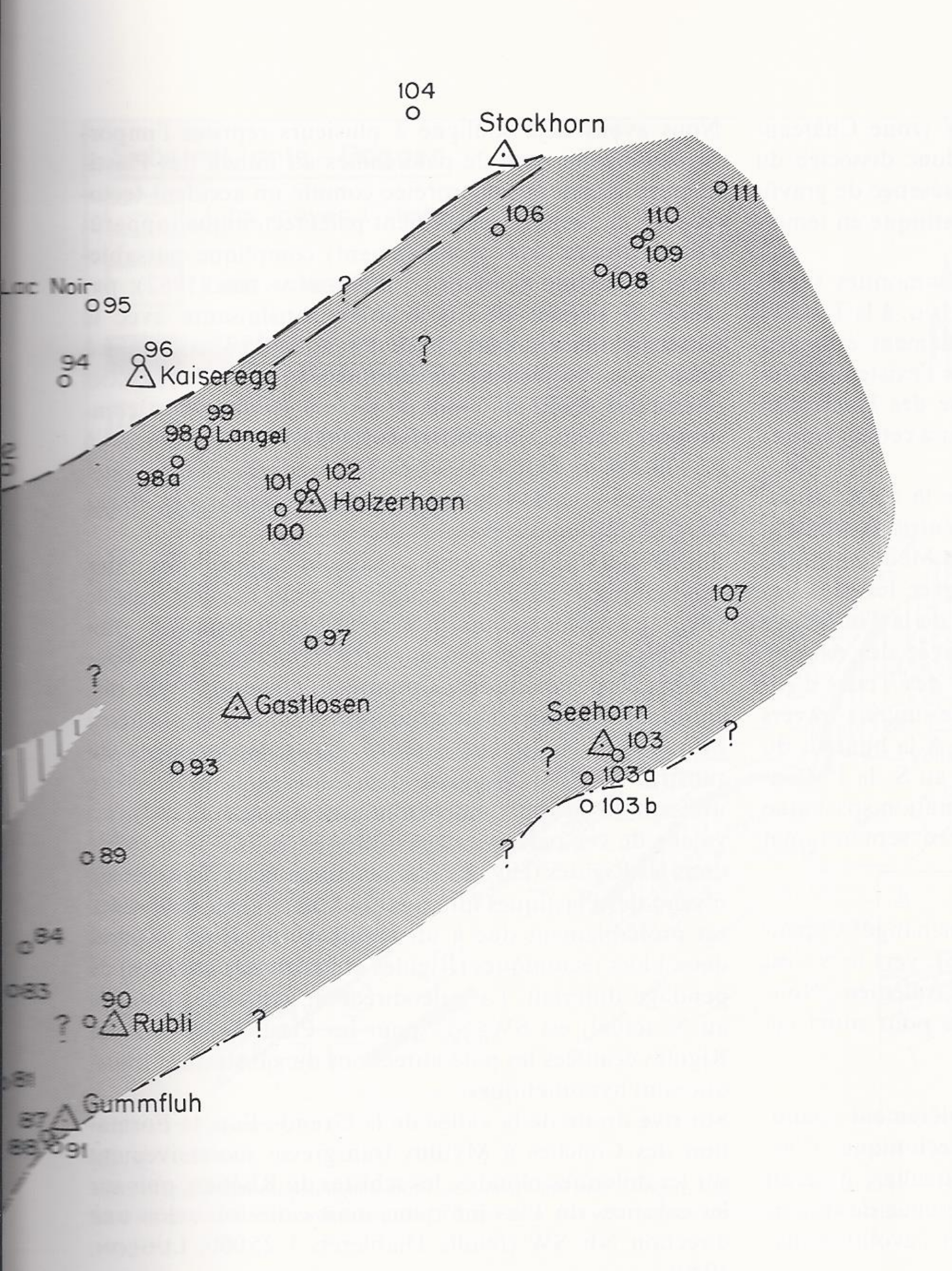
+++ Limite S du M. du Col de Cordon biseauté par érosion sous le Malm.

Compartiment tectonique SE

+·+·+ Lim. N du biseau de la F. des Couches à Mytilus érodée sous le Malm

—·—·— Lim. S du rivage de la mer des "Couche à Mytilus" lors de son extension max. (dépôt du M. du Col de Cordon ou du M. du Rubli localement) au Callovien.





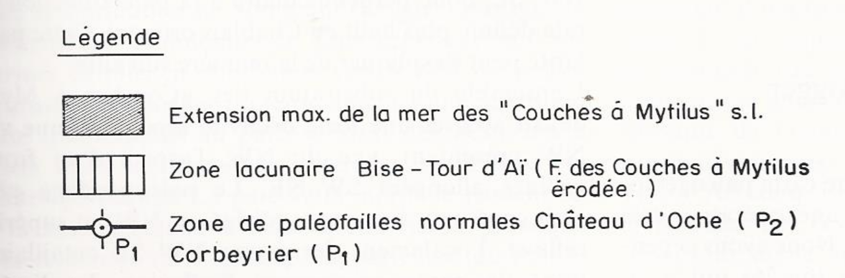


Fig. 25.
Carte palinspastique des Préalpes médianes. Le secteur méridional (Rigides) est très hypothétique du fait de l'isolement tectonique des écailles rigides qui peuvent avoir subi des mouvements de rotation. Les numéros correspondent aux coupes géologiques étudiées dont les coordonnées sont indiquées en annexe.
Compartiment tectonique A: massif de la Haute-Pointe, SW du Chablais
Compartiment tectonique B: secteur NW du Chablais oriental et des Préalpes vaudoises
Compartiment tectonique C: secteur SE du Chablais oriental et des Préalpes vaudoises
(les compartiments B et C se situent de part et d'autre de la zone de paléofailles Château d'Oche–Corbeyrier, P_2-P_1). Discussion dans le texte, p.87.

- la bordure méridionale du bloc NW (zone Château-d'Oche–Corbeyrier) était émergée, donc dissociée du bloc SE toujours en subsidence. La présence de gravillons dolomitiques dans le calcaire spathique en témoigne.
- le dépôt de sédiments profonds à Ammonites sur le bloc SE (faunule à *Aegoceras oosteri* HUG, à la Tour de Mayen, d'après JEANNET, 1913) localement épargnés par les érosions ultérieures, démontre l'existence d'un bassin subsidant lié à la zone interne des Plastiques. Donc pas de soulèvement de ce secteur à cette époque.

Dans les Préalpes vaudoises on observe la même situation générale, soit une plate-forme septentrionale basculée (dépôt d'un Lias profond au front des Médianes, dans les gorges du Chauderon, contrastant avec les calcaires échinodermiques néritiques de la vallée de la Tinière, au S) et un bassin méridional subsident, avec des Ammonites («Heitischichten») dans le massif des Tours d'Aï-Famelon. Ces zones isopiques peuvent se suivre à travers les Préalpes fribourgeoises et bernoises. A la hauteur du Stockhorn, THURY (1973) signale du N au S: la Formation siliceuse (= F. des Brasses), la Formation spathique (déposée sur le bord relevé du panneau septentrional basculé?) et les «Heitischichten».

Toarcien-Aalénien: ce dispositif reste inchangé. Cependant le mouvement de bascule du bloc SE vers le N s'est peut-être déjà déclenché à la fin de l'Aalénien. Nous manquons d'éléments de datation précis pour situer cet événement dans le temps.

En conclusion le Lias préalpin, incomplétement connu, témoigne d'une intense activité paléotectonique. C'est encore un futur sujet d'étude. En particulier, il serait intéressant de pouvoir démontrer la présence de discordances angulaires permettant de préciser l'évolution paléotectonique à cette époque.

4. Carte du substratum anté-Dogger

Il est évident que l'établissement d'une carte paléogéologique dans des terrains nappés est une opération très aléatoire et empreinte de subjectivité. Nous avons cependant tenté de tracer une telle carte (fig. 26) qui a au moins le mérite de servir de base de discussion.

Des interprétations ont déjà été proposées dans certains secteurs des Plastiques internes et dans les Rigides (BADOUX & MERCANTON, 1962, p. 163, fig. 9; BAUD, 1972, p. 52, fig. 4). Ces auteurs ont démontré l'existence d'un mouvement de bascule du substratum des «Couches à Mytilus» (dans les Plastiques internes et les Rigides) vers le N. Cependant le rôle essentiel joué par le système de paléofailles de la zone Château d'Oche–Corbeyrier était ignoré.

Nous avons déjà souligné à plusieurs reprises l'importance de cette zone de paléofailles au milieu des Plastiques, qui avait été interprétée comme un accident tectonique d'âge alpin. Cet élément paléotectonique (apparût à l'Hettangien très probablement) complique passablement le modèle de BADOUX & MERCANTON (1962); par contre il permet une corrélation satisfaisante avec le Chablais occidental (Haute-Pointe). On est ainsi amené à reconnaître la justesse de certaines vues de PETERHANS (1926) qui, dans un cadre de tectonique souple et compressive, avait correctement corrélé des structures à l'échelle de la nappe. Ces structures s'expliquent maintenant dans le cadre moderne de l'évolution d'une marge continentale en distension.

Sur la fig. 26 le substratum sous les «Couches à Mytilus» transgressives est formé successivement, du SE vers le NW, de tous les termes du Trias moyen à supérieur, puis du Lias inférieur et moyen (au S de la zone Bise–Tour d'Aï); cette disposition démontre la présence d'une discordance angulaire cartographique sous les «Couches à Mytilus». Nous avons mesuré des paléopendages du substrat de la Formation des Couches à Mytilus en utilisant la formule introduite par RIGASSI (1960). La valeur de ces paléopendages (dirigés au NW) est faible dans les Rigides (env. 10°), et nettement plus marquée au niveau des Plastiques internes (24 à 28°). Cette différence est probablement due à un accident qui devait séparer deux blocs tectoniques (Rigides et Plastiques internes) de pendage différent. La paléodirection générale (ramenée au N actuel) est SW–NE, pour les Plastiques. Dans les Rigides écaillées les paléodirections du substratum triasique sont hypothétiques.

Sur rive droite de la vallée de la Grande Eau, la Formation des Couches à Mytilus transgresse successivement sur les dolomies blondes, les schistes du Rhétien, puis sur les calcaires du Lias inférieur, mais cette fois selon une direction NE–SW (feuille Diablerets 1:25000, LUGEON, 1940).

Autrement dit la paléodirection du substratum est ici NW–SE, donc perpendiculaire à la paléodirection générale définie plus haut en Chablais oriental. Cette particularité peut s'expliquer de la manière suivante:

L'ensemble du substratum des «Couches à Mytilus» devait accuser une forte déclivité topographique vers le NW présentant, vue du NW, l'aspect d'un front de collines allongées SW–NE. Le paléopendage général était conforme à la pente (dirigé au NW) et supérieur à celle-ci. Localement des ravins NW–SE entaillaient le front de pente provoquant l'inflexion des lignes de contacts géologiques ce qui expliquerait la paléodirection anormale du substrat des «Couches à Mytilus» dans la vallée de la Grande Eau.

Dans la zone Bise–Tour d'Aï, par contre, le substratum liasique, sous le calcaire du Malm, présente une discordance parallèle (la lacune s'étend du Lias supérieur au Dogger supérieur). Cette particularité est un argument supplémentaire qui prouve le mouvement de bascule du compartiment C vers le SE (voir chapitre 12.2 et la fig. 37/6–8, p. 88).

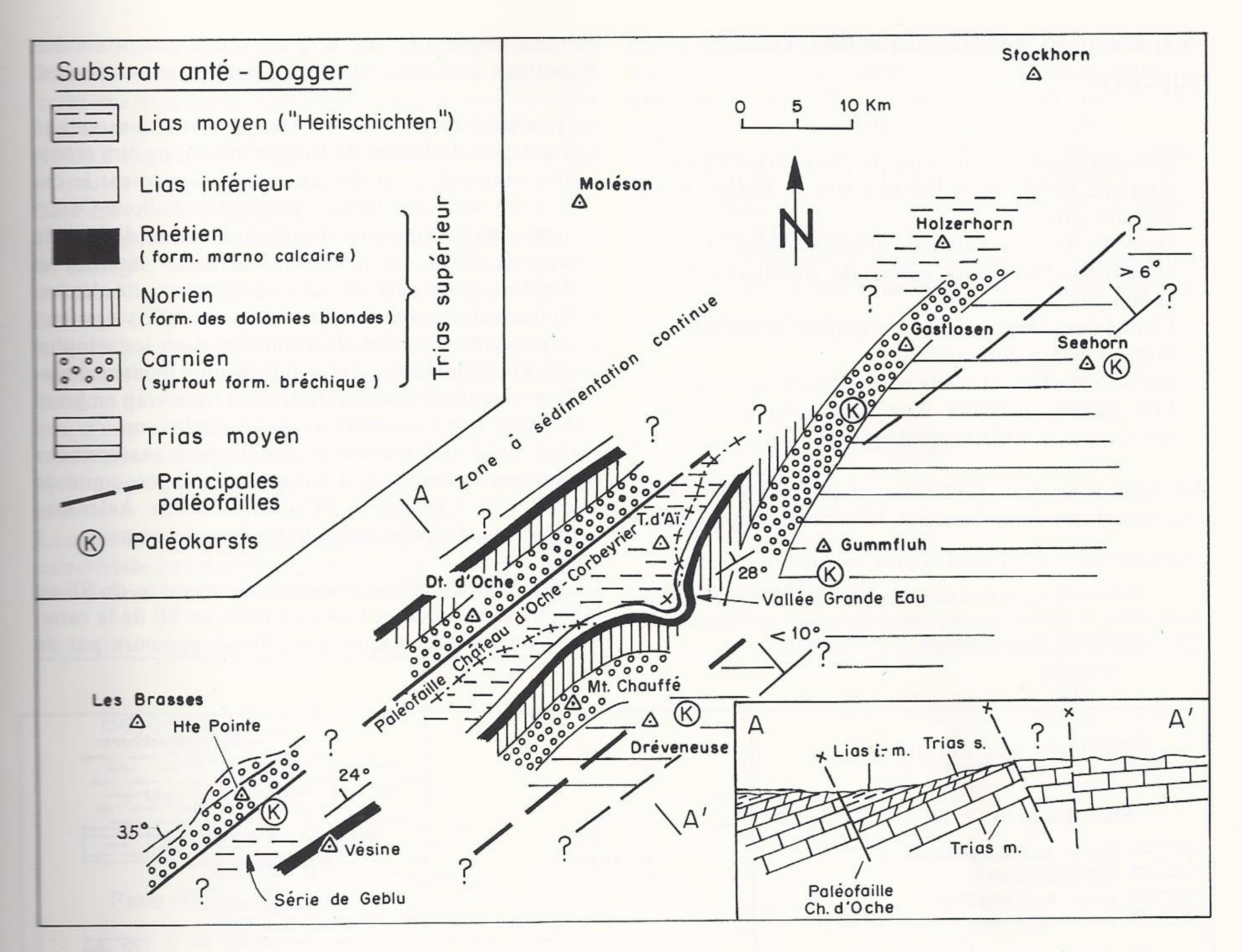


Fig. 26.
Essai d'interprétation paléogéologique du substratum anté-Dogger, sous la Formation des Couches à Mytilus et la Formation de Sommant. Le trait mixte (avec les croix) indique la limite NW de la Formation des Couches à Mytilus.

Dans la zone Château d'Oche–Pte de St Laurent–Corbeyrier, la Formation de Sommant (Dogger) transgresse directement sur les dolomies du Trias supérieur, puis sur des termes de plus en plus jeunes vers le NW. Le paléosubstratum anté-Dogger présente donc ici une répétition de série (par rapport au paléosubstrat des «Couches à Mytilus» dans les Plastiques internes), au milieu des Médianes plastiques. La paléofaille normale passant au S de la zone Château d'Oche–Corbeyrier a provoqué ainsi la remontée du Trias sup., appartenant au rebord méridional biseauté du compartiment NW (B) des Plastiques (profil sur la fig. 26). Cette remontée est due au mouvement de bascule du compartiment tectonique NW, mouvement amorcé déjà au Lias inférieur.

Dans le SW du Chablais la série du Lias de Geblu (fragment interne hypothétique de la nappe ultra-helvétique d'après LUGEON & GAGNEBIN, 1941 p. 45) pose un problème d'interprétation. Sur la base des analogies de faciès et en comparant la succession paléogéologique anté-Dogger (du SW au NE) avec celle du Chablais oriental, on pourrait considérer que la série liasique et triasique de Geblu représente en fait une écaille des Plastiques internes (équivalent latéral de la zone Bise–Tour d'Aï) comprise entre le massif de la Haute-Pointe et le Rhétien de Vésine. C'est l'interprétation que nous proposons sur la fig. 26 et le profil fig. 12, p. 44. Cependant cette hypothèse doit être étayée par des arguments supplémentaires. Enfin dans les Préalpes bernoises les «Couches à Mytilus» reposent sur les «Heitischichten», qui se sont déposées sans hiatus pendant tout le Lias jusqu'au Bajocien? (FURRER, 1977) au Holzerhorn et dans le Simmental.

5. Carte paléogéographique de l'Aalénien supérieur

- Individualisation d'un seuil de plate-forme (domaine intermédiaire)[15] sur la bordure NW de la terre briançonnaise (fig. 27).
- Dans le SW du Chablais (Haute-Pointe) première apparition d'un faciès carbonaté coralligène (F. de Sommant).
- L'unité des calcaires échinodermiques est restreinte au front de la terre briançonnaise.
- Au NE (Stockhorn) la situation est inchangée depuis le Lias moyen: présence d'un haut fond à Crinoïdes entouré par la mer ouverte.

Le manque de données biostratigraphiques à cette époque complique l'établissement du cadre paléogéographique, en particulier sur la plate-forme briançonnaise. Ainsi deux questions restent pratiquement sans réponses:

- l'extension réelle de la mer sur la terre briançonnaise (les dépôts du Lias et du Dogger inf. ont pu être érodés ultérieurement, comme cela a été notamment le cas pour les séries du Dogger pendant le Callovo-Oxfordien). On a supposé ici que le mouvement de bascule (vers le NW) du bloc SE (Plastiques internes et Rigides) avait déjà eu lieu au cours de l'Aalénien. Notons encore que BAUD & MASSON (1975) signalent la présence d'articles de Crinoïdes dans les remplissages de paléokarsts, qui indiquent que l'unité échinodermique (Lotharingien-Aalénien) recouvrait en grande partie le Briançonnais avant l'Aalénien sup.
- l'âge exact des brèches et des niveaux charbonneux azoïques (Membre de Chavanette, première unité de la F. des Couches à Mytilus). Un âge Aalénien-Bajocien est cependant probable pour ces niveaux.

La situation paléogéographique est la suivante, du SE au NW: La terre émergée briançonnaise, au SE de la carte, forme un relief karstique jeune, boisé, parcouru par de

[15] Ce seuil, équivalent de l'ancienne «ride» liasique de PETERHANS (1926), va prendre une importance particulière au Dogger avec le développement de faciès oolithiques et oncolithiques.

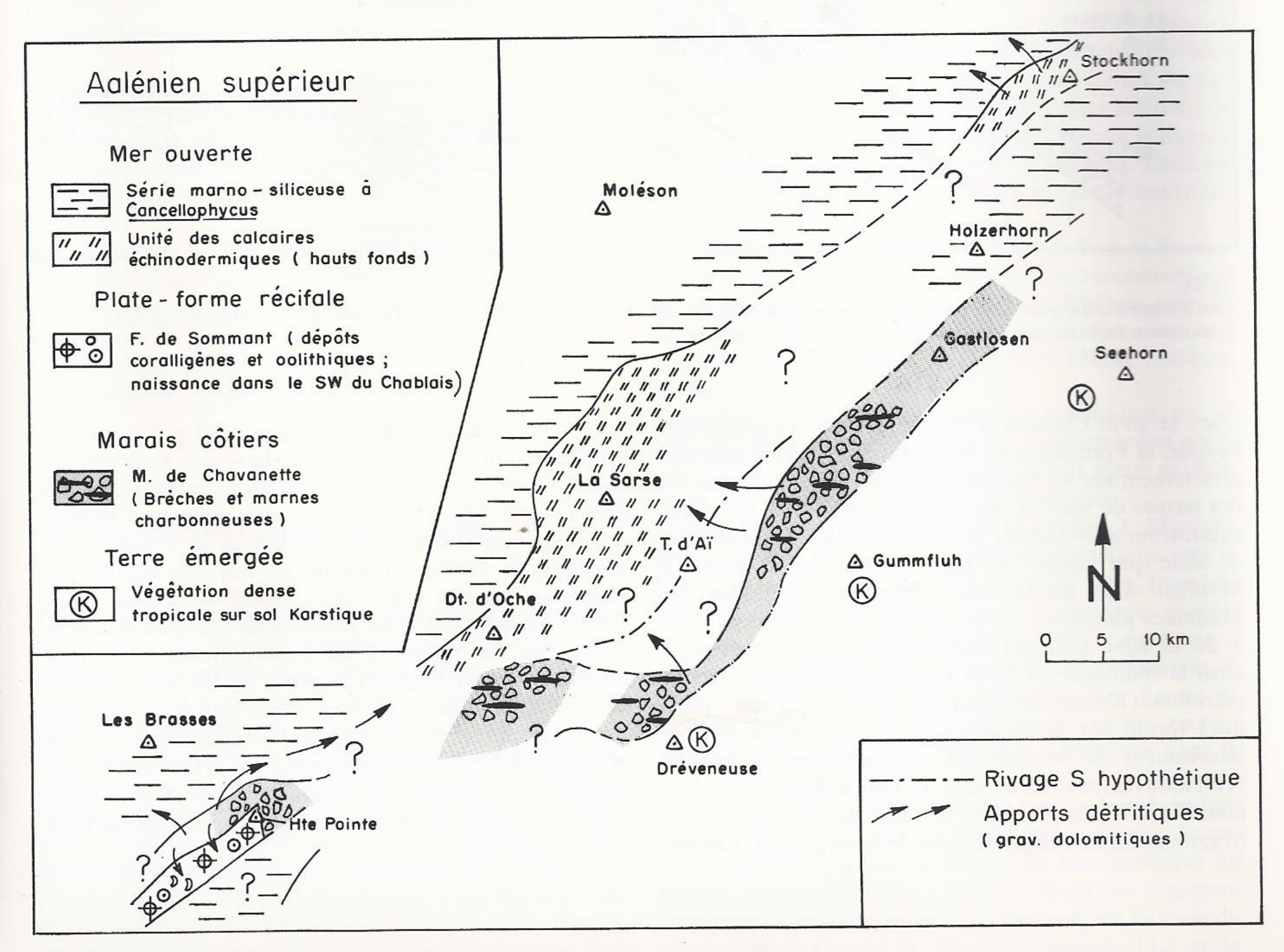


Fig. 27.
Carte paléogéographique de l'Aalénien supérieur.

nombreuses rivières qui accumulent les produits de démantèlement (brèches, argiles, etc.) dans les basses terres marécageuses. Ces dépôts marécageux forment une transition vers la mer. Pour CHATEAUNEUF et al. (1973) il s'agit d'une «lagune à Ptéridophytes, qui devait se trouver très proche d'un arrière pays plus sec et plus élevé couvert de conifères».
L'aspect général de la terre briançonnaise, cette grande île allongée fortement boisée, n'est pas sans rappeler certaines îles calcaires actuelles du Pacifique (dont l'ossature est composée d'une épaisse série calcaire rigide basculée) comme la Nouvelle-Bretagne en Papouasie, le volcanisme en moins. Dans ces régions de forêt tropicale humide, que nous avons eu l'occasion de visiter en 1979 lors d'une expédition suisse, l'érosion et la dissolution sont intenses (il pleut jusqu'à 11 m par an!) et le système hydrographique souterrain et superficiel est très important.
La zone de transition marécageuse devait être également caractérisée par des petits îlots de Trias émergés (gravillons dolomitiques dans l'unité échinodermique) séparés par des bras de mer hyposalins. Des conditions plus franchement marines permettent l'installation d'une riche faune (Coraux, Brachiopodes, Echinodermes, etc.) de plate-forme carbonatée dans le SW du Chablais.
Le domaine marin ouvert, au NW, comprend des hauts-fonds (prairies à Crinoïdes) liés directement à la terre briançonnaise dans la zone centrale ou isolés au milieu du domaine à Cancellophycus.
Ainsi la série marno-siliceuse à Cancellophycus pénétrait partiellement, au SW et au NE, sur le seuil de la plate-forme briançonnaise.

6. Carte paléogéographique du Bajocien moyen

- Extension maximum vers le NW de la terre émergée briançonnaise (fig. 28).

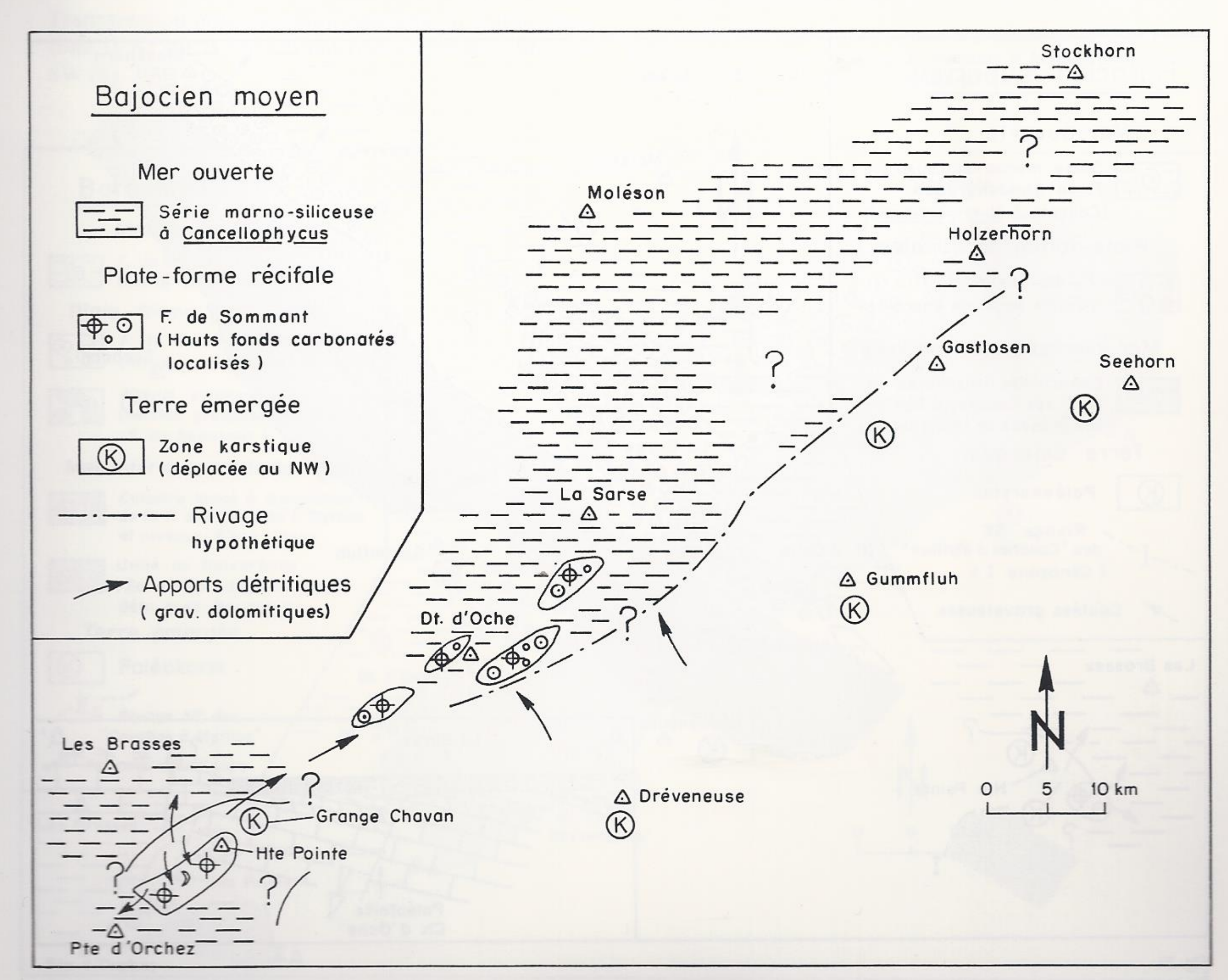


Fig. 28.
Carte paléogéographique du Bajocien moyen.

- Déplacement vers le NE du seuil à faciès carbonaté coralligène remplaçant les hauts fonds échinodermiques.
- Restriction de la plate-forme (disparition des prairies à Crinoïdes, au profit des calcschistes à Cancellophycus).

Dans le SW du Chablais un mouvement de bascule (autour d'un axe NW-SE situé approximativement aux Escaliers de Sommant) provoque l'apparition d'un faciès de mer ouverte à la Pte d'Orchez et au Roc des Suets; par contrecoup l'extrémité NE du massif de la Haute-Pointe émerge (paléokarst à Grange-Chavan). Dans ce secteur la surface occupée par la plate-forme carbonatée coralligène se réduit.
Dans le centre et l'E de la terre briançonnaise les brèches du Membre de Chavanette sont aussi karstifiées (Gastlosen).
Dans la région de la Dt d'Oche et du Sex de la Sarse la F. de Sommant fait une timide apparition (bancs isolés interstratifiés, indiquant la proximité d'un seuil carbonaté coralligène).

7. Carte paléogéographique du Bajocien supérieur

- Le domaine intermédiaire (plate-forme carbonatée) atteint son développement maximum (fig. 29).
- Apparition d'un bras de mer intérieure confinée (définissant le domaine à Mytilus) envahissant les parties basses de la terre briançonnaise depuis le NE.

Le faciès très peu profond, oxygéné et de haute énergie (barres oolithiques) de la Formation de Sommant s'installe franchement entre la Dt d'Oche et le Stockhorn. Cette plate-forme (ou domaine intermédiaire) a une largeur moyenne de 8 km (max. 12 km au Sex de la Sarse) et passe progressivement vers le NW aux calcschistes à *Cancellophycus* dans lesquels on observe des coulées (turbidites) oolithiques; vers le SE la F. de Sommant passe progressivement à la F. des Couches à Mytilus. Il est probable que les gravelles et les oolithes de l'unité du Holzerhorn (inclus en lentilles dans les calc-

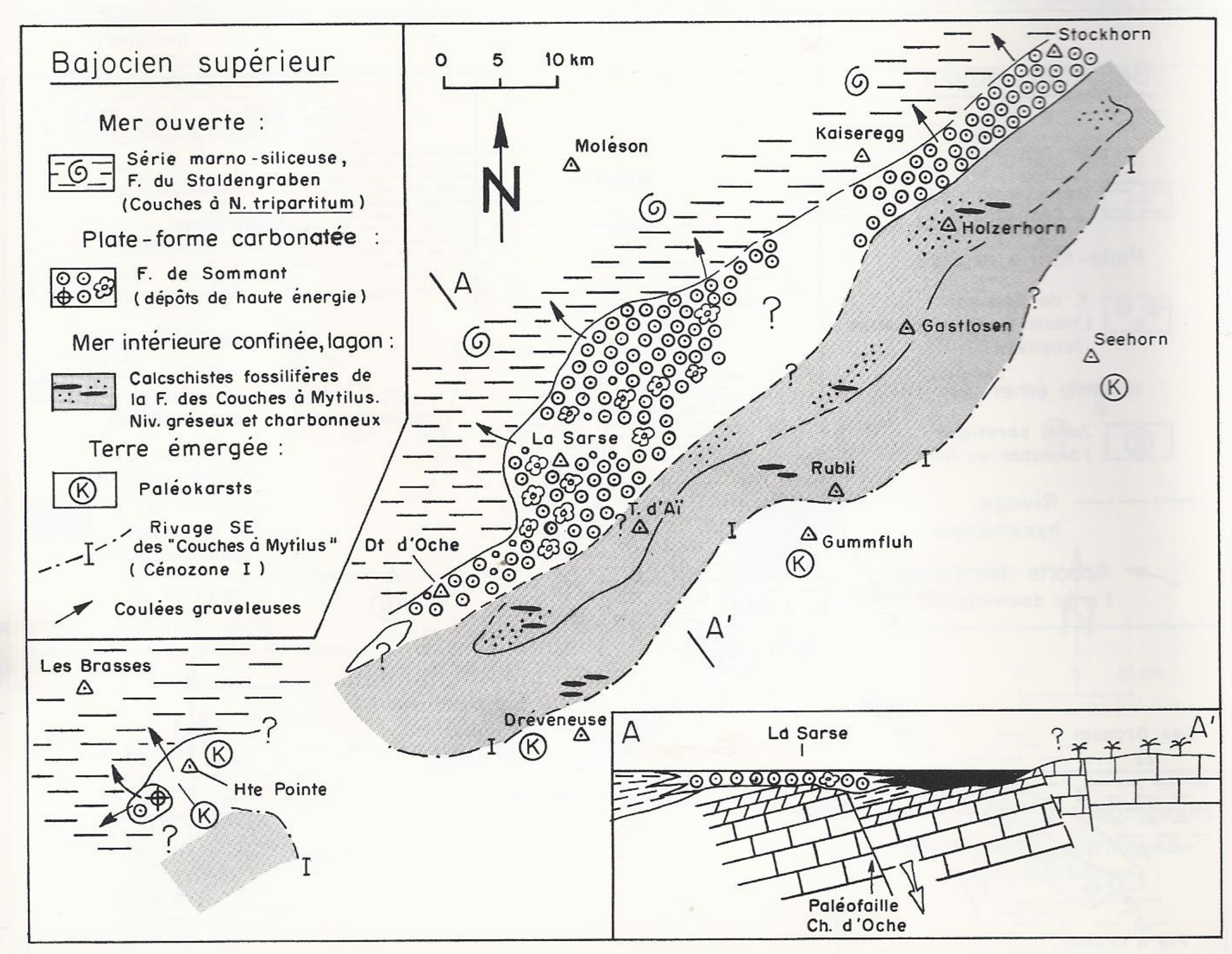


Fig. 29.
Carte paléogéographique du Bajocien supérieur.
Sur le profil AA' la Formation des Couches à Mytilus est en noir.

schistes fossilifères) proviennent du domaine intermédiaire. Ce fait est démontré au Holzerhorn, où l'on observe un mélange de microfaunes appartenant aux «Couches à Mytilus» d'une part et à la F. de Sommant d'autre part.

La base de la F. des Couches à Mytilus (Membre du Rubli, unité des calcschistes fossilifères) se charge en quartz détritique à proximité du domaine intermédiaire. Ce quartz a vraisemblablement une origine orientale, comme c'est le cas ultérieurement au Callovien. Le bras de mer intérieure des «Couches à Mytilus» montre déjà un caractère marin, avec des Foraminifères, des Mollusques, des Brachiopodes et des Echinodermes; on distingue parfois des lentilles charbonneuses dues à des concentrations locales de bois flottés (*Zamites, Ptylophyllum,* etc.) provenant de l'arrière pays émergé.

8. Carte paléogéographique du Bathonien

- Transgression progressive du Membre du Rubli (cénozone II A) sur la terre briançonnaise, vers le SE et le SW (fig. 30).
- Grand développement des oncolithes sur la plate-forme carbonatée du domaine intermédiaire; apparition de chenaux gréseux dans le secteur oriental en relation avec une vaste zone d'épandage de quartz détritique dans le domaine à Mytilus.

Sur la bordure septentrionale du Briançonnais émergé le rivage de la F. des Couches à Mytilus se déplace vers le S (se référer au profil de la Gummfluh, fig. 20, p. 60). Au Bathonien le faciès des «Couches à Mytilus» change sur l'ensemble du territoire; on note l'apparition de niveaux à oncolithes dans l'unité du calcaire foncé. L'apparition de ces organismes coïncide avec le développement intensif des oncolithes (de même nature) sur la plate-forme du domaine intermédiaire, et la présence de niveaux à salinité anormale (hyposalins et eau douce). Dans le secteur oriental du domaine à Mytilus l'unité du Holzerhorn prend de l'importance (Seehorn, Holzerhorn, Simmental, etc.) et nous avons observé à la Rotenflue (fig. 21, p. 64) des chenaux[16] gréseux en lentilles qui alternent avec le calcaire oncolithique.

[16] En 1971 nous avions supposé la présence de chenaux hypothétiques qui devaient connecter le domaine à Mytilus avec la mer ouverte, à travers le domaine intermédiaire.

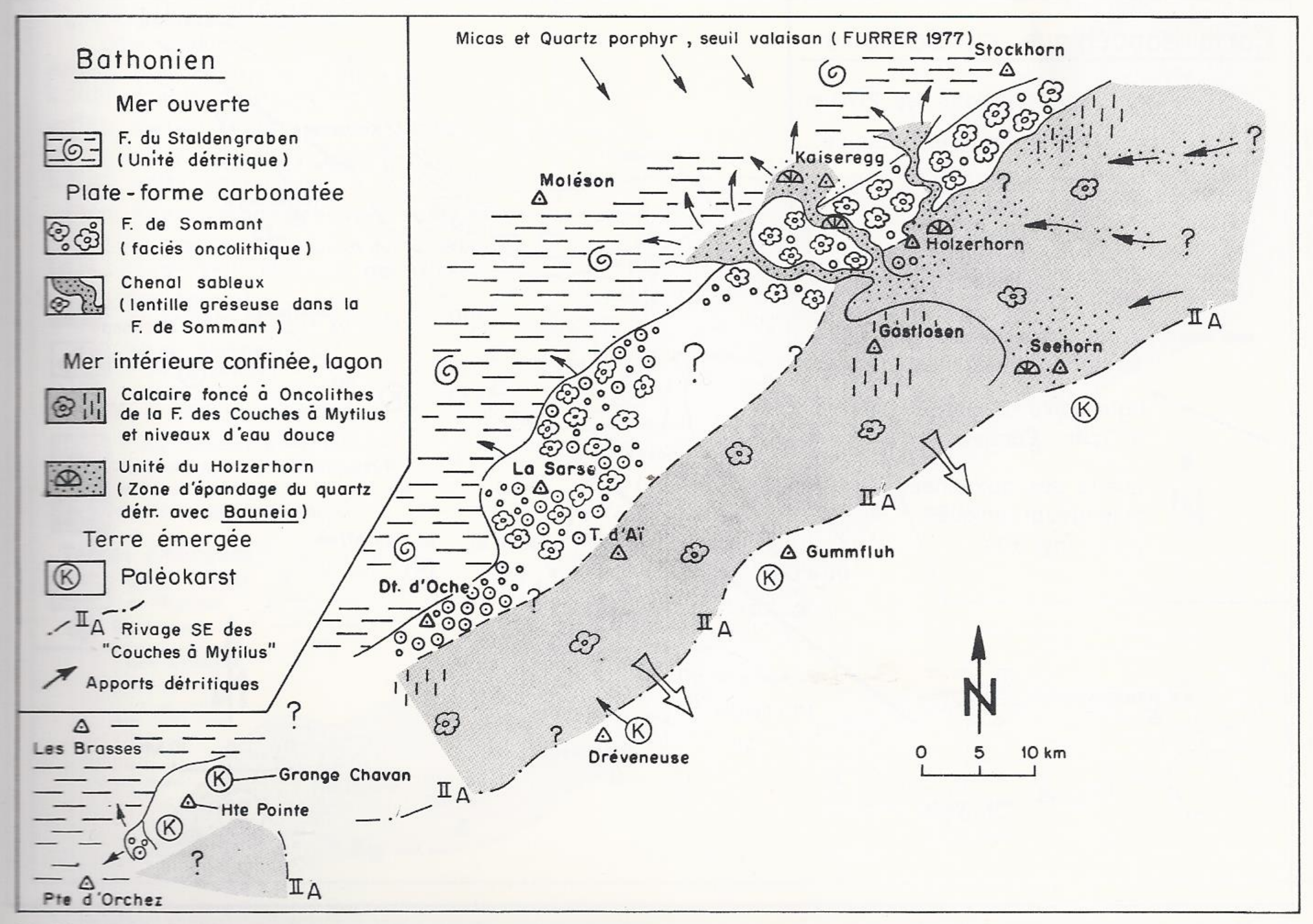


Fig. 30.
Carte paléogéographique du Bathonien.

Ces chenaux ont alimenté en quartz détritique les turbidites graveleuses qui s'écoulaient dans le domaine à Cancellophycus. Dans les niveaux gréseux on peut reconnaître, réparti dans les 3 domaines paléogéographiques, le genre *Bauneia* (Corail ou Bryozoaire). Des débris de spiculithes, parfois associés, ont peut-être aussi une origine orientale.
Par contre on sait, d'après FURRER (1977), que les turbidites gréso-micacées et les débris de «quartz-porphyr» proviennent du N et du NE, depuis le seuil valaisan.
En Chablais où le domaine intermédiaire est peu développé, les turbidites sont pratiquement absentes dans la F. du Staldengraben.
A la Haute-Pointe le mouvement de bascule vers le SW s'accentue et la terre émergée (paléokarst des Escaliers de Sommant) s'agrandit.
D'autre part nous avons construit une carte isopachique des sédiments bathoniens (fig. 31). On observe ainsi une augmentation progressive des épaisseurs depuis le domaine à Mytilus jusqu'au domaine à Cancellophycus. Dans le Briançonnais la subsidence est nettement plus marquée sur le domaine intermédiaire que dans le domaine à Mytilus. Dans le Subbriançonnais interne (passage plate-forme/bassin), on note une forte anomalie (jusqu'à 600 m de Bathonien) au Vanil Noir et à la Hochmatt. En ce lieu la subsidence a été particulièrement rapide. On retrouve une deuxième zone à subsidence rapide plus au SW, dans les Préalpes vaudoises et valaisannes. Entre ces deux zones subsiste, à la hauteur de la Dt de Corjon, un couloir faiblement subsident.

On peut encore noter deux particularités:
- L'anomalie du Vanil-Noir est située à proximité d'une importante zone d'apports détritiques provenant du domaine intermédiaire (au S du Kaiseregg, fig. 30). Le secteur Vanil-Noir-Hochmatt, du fait de sa subsidence rapide, représente une zone d'appel de sédimentation.
- La zone de paléofailles Château d'Oche-Corbeyrier est une ligne de séparation entre un domaine faiblement subsident au SE et un domaine fortement subsident au NW.

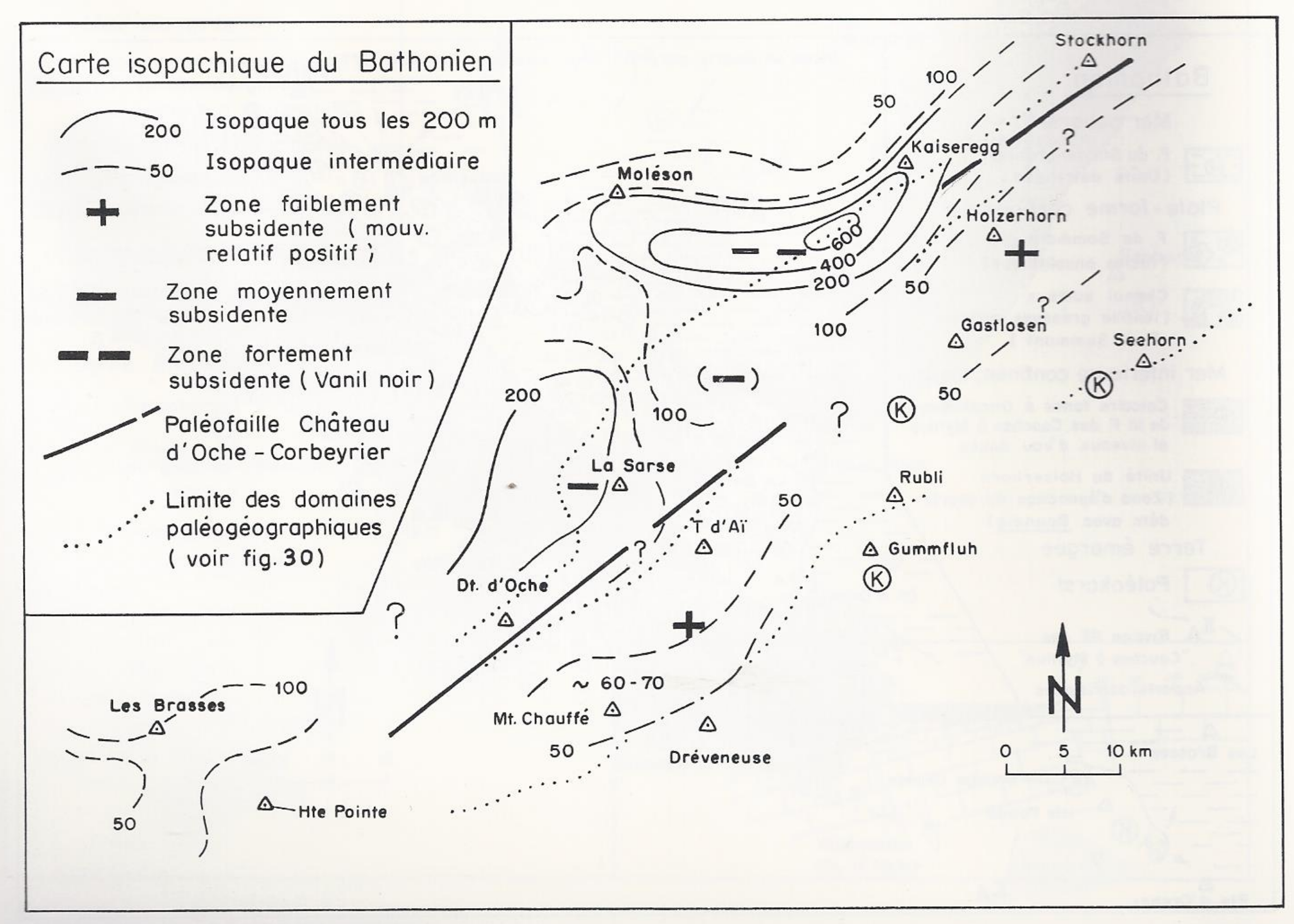


Fig. 31.
Carte isopachique du Bathonien.

9. Carte paléogéographique du Callovien inférieur

- La transgression de la Formation des Couches à Mytilus s'accentue vers le SE; cet événement coïncide avec l'élévation et l'émersion de la bordure NW du domaine à Mytilus (fig. 32).
- Début de l'érosion sur la zone émergée Bise–Tour d'Aï.
- Augmentation de l'épandage du quartz détritique, notamment sur la plate-forme du domaine intermédiaire, depuis le secteur oriental du domaine à Mytilus.

La transgression des «Couches à Mytilus» s'étend vers le SE et au SW (Haute-Pointe), sur la terre briançonnaise en lente subsidence (bloc méridional basculé). Sur la zone Bise–Tour d'Aï un mouvement tectonique positif provoque l'émersion et l'érosion des séries carbonatées du Dogger précédemment déposées (F. de Sommant au N; F. des Couches à Mytilus au S). Le niveau d'érosion atteint même le Lias moyen, dont les calcaires spongolithiques siliceux alimentent le conglomérat de la Formation du Château d'Oche. Les lits charbonneux dans cette formation indiquent bien la proximité d'une terre (îlots) émergée sur l'axe Bise–Tour d'Aï.

Pour JEANNET (1918, p. 541, fig. 43) le «Dogger à Zoophycos» et le «Dogger à Mytilus» ont été constamment séparés au Dogger par une large terre émergée correspondant à la zone Bise–Tour d'Aï; la limite NW des «Couches à Mytilus» représentait pour cet auteur (ainsi que pour BADOUX & MERCANTON, 1962) une limite de rivage. En réalité la zone Bise–Tour d'Aï n'a représenté une barrière émergée qu'au Callovien, et les lignes de rivage ont été totalement supprimées lors de l'érosion callovo-oxfordienne. La limite septentrionale actuellement visible de la F. des Couches à Mytilus n'est plus qu'une limite de biseautage sous le calcaire du Malm (fig. 33 et 37/8). On a vu que dans l'intervalle Aalénien-Bathonien la zone Bise–Tour d'Aï était recouverte de sédiments, et qu'il existait un passage latéral possible de la F. des Couches à Mytilus à la F. de Sommant (coupes de Sémy no 46b en Chablais; Chlusflue no 100 dans les Préalpes bernoises). En outre la limite méridionale (tectoniquement camouflée actuellement) de la F. de Som-

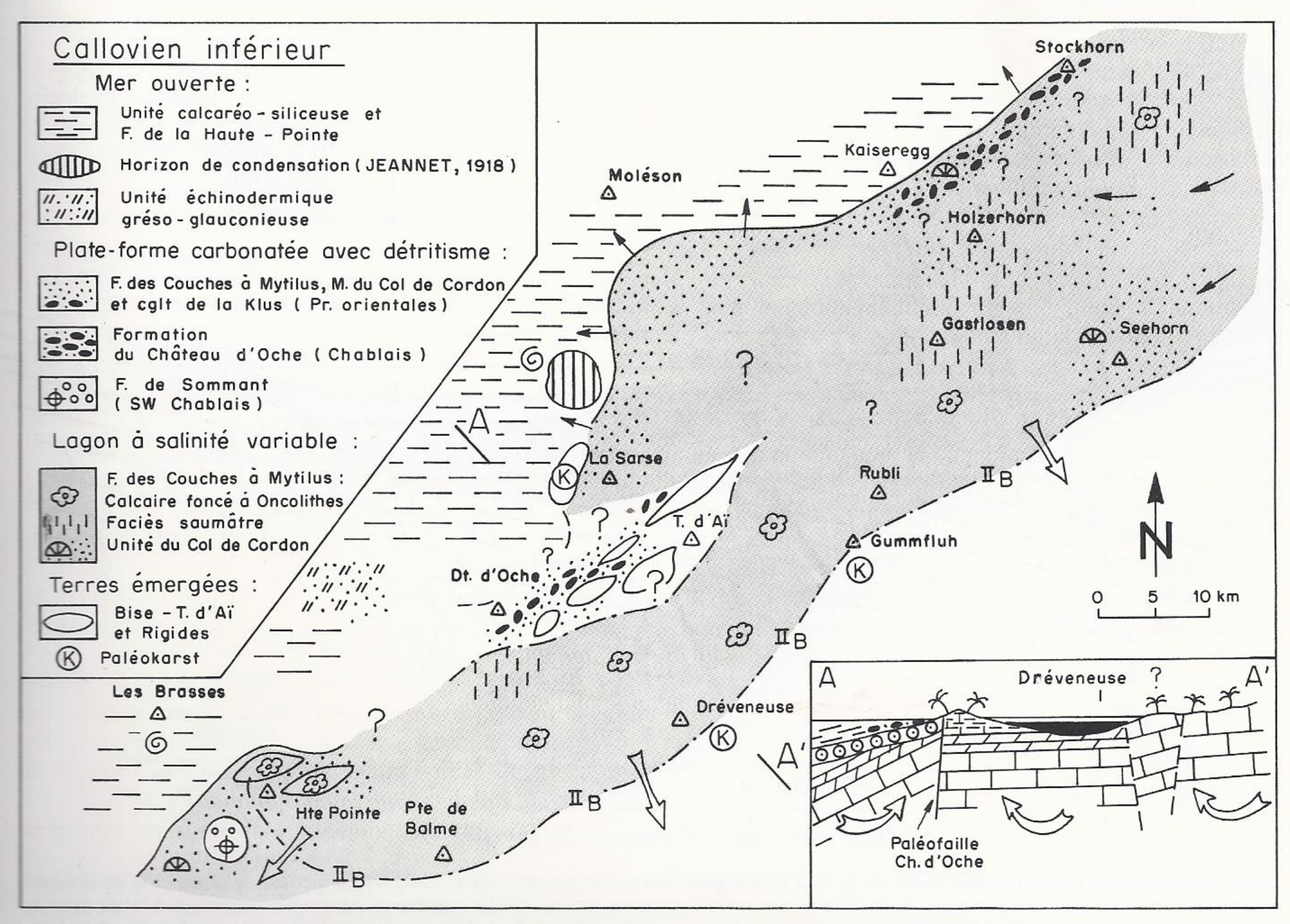


Fig. 32.
Carte paléogéographique du Callovien inférieur. L'apparition de niveaux de condensation correspond vraisemblablement à une accentuation des pentes sous-marines (sur lesquelles les sédiments ne pouvaient pas s'accumuler) en relation avec le mouvement de bascule des blocs B et C fig. 37.

mant est aussi une limite de biseautage; cette limite peut-être localement bien visible, comme dans la face W de la Pte de St-Laurent en Chablais (pl. XI, fig. 1). Rappelons à ce sujet que nous avons montré (SEPTFONTAINE, 1978) la présence d'un horizon de ravinement généralisé au contact des formations du Dogger (basculées et biseautées dès le Callovien inférieur) avec le calcaire du Malm (unité des calcaires sublithographiques à microncolithes). C'est probablement au Callovien que certains secteurs émergés de la F. de Sommant (carrière de la George, Préalpes vaudoises) ont été intensément karstifiés.
Dans les Préalpes bernoises les conditions d'affleurement ne permettent pas d'observer la suite de la zone Bise–Tour d'Aï, qui devrait se situer dans un secteur hypothétique Ebnetalp–Heitiberg. Cependant en bordure de ce secteur les «Couches à Mytilus» (Heitizone) d'une part montrent une succession lithologique et biostratigraphique pratiquement complète (fig. 23, p. 67); d'autre part la F. de Sommant et le Membre du Col de Cordon («Stockenfluekalk») sur flanc N de l'anticlinal de Heiti (Stockenflue, Walperschuppenzone) ne présentent pas de lacune majeure sous le calcaire du Malm (comme c'est le cas en Chablais et dans les Préalpes vaudoises). Ces constatations suggèrent une certaine continuité des conditions marines dans la zone Ebnetalp–Heitiberg qui n'a probablement jamais été émergée. Par contre cette région est caractérisée localement par des discontinuités stratigraphiques (diastèmes, niveaux de condensation, etc.) au Callovo-Oxfordien qui témoignent d'un fond marin fortement déclive, sur lequel les sédiments ne pouvaient pas s'accumuler.
Enfin le Callovien est caractérisé par un fort développement de la sédimentation gréseuse; la plate-forme détritique s'étend loin vers le N (Dt de Corjon, Pont de la Tine) et le SW (Le Membre du Col de Cordon envahit l'ensemble du massif de la Haute-Pointe et des écailles associées). L'origine du quartz est probablement à rechercher dans les quartzites du Trias inférieur (GENGE, 1958), comme le prouve la présence fréquente de petits galets de quartzite dans le M. du Col de Cordon.

10. Carte paléogéographique du Callovien supérieur

- La mer intérieure des «Couches à Mytilus» atteint son maximum d'extension vers le SE, et la zone Bise–Tour d'Aï continue à émerger (fig. 34).

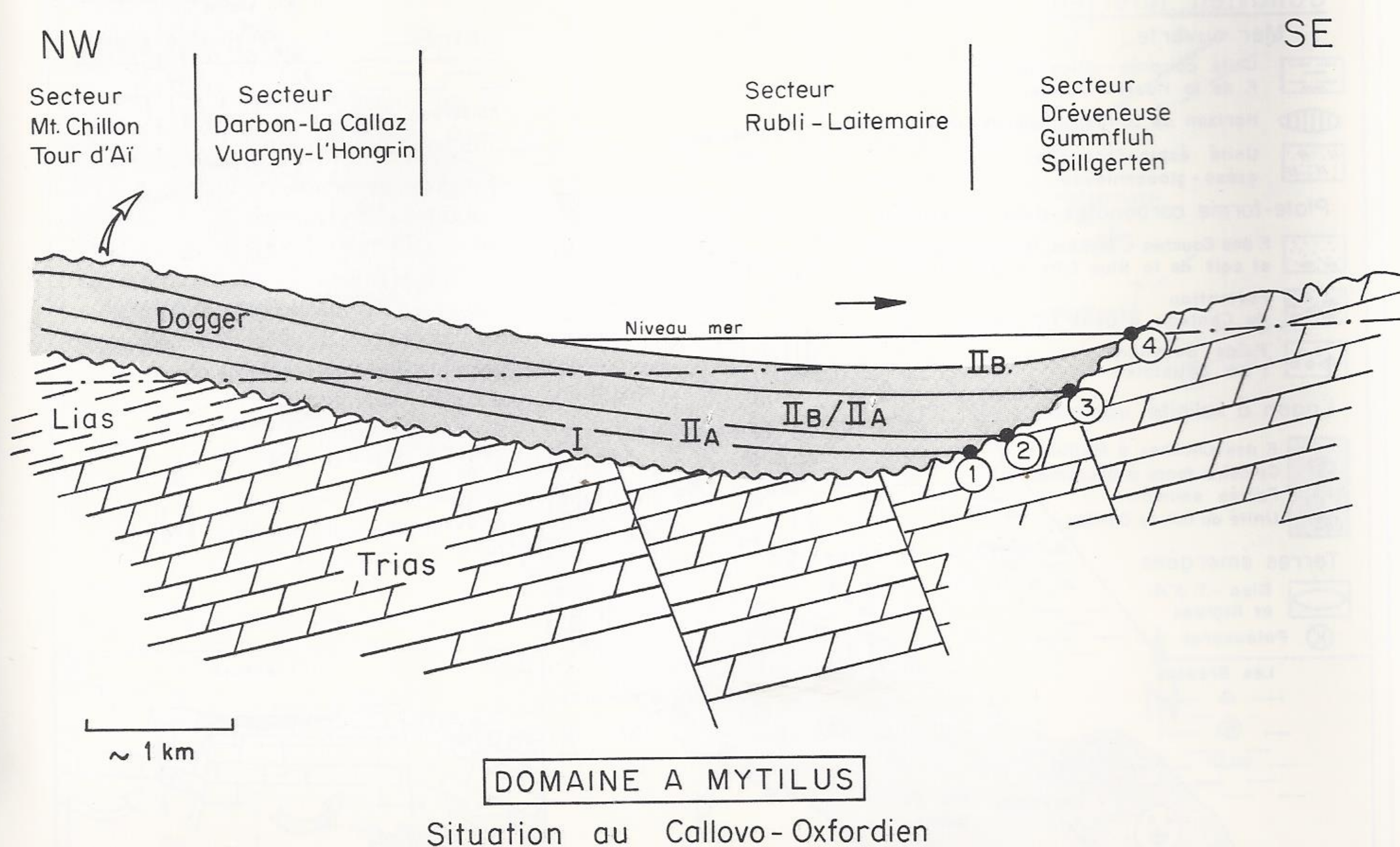


Fig. 33.
Profil d'interprétation paléotectonique établi sur la base d'arguments biostratigraphiques (cénozones 1 à IIB) mettant en évidence le mouvement de bascule vers le SE d'un compartiment (C) de la plate-forme briançonnaise dans les Préalpes médianes. Au Dogger l'extrémité NW du profil se soulève et émerge, alors qu'à l'extrémité SE on enregistre les phases successives (1 à 4) d'une transgression sur l'ancienne terre briançonnaise (discordance progressive). Le trait mixte indique le niveau atteint par l'érosion, avant la transgression du Malm.
Les «Couches à Mytilus» sont en grisé.

- Sur l'ensemble de la plate-forme briançonnaise le faciès gréseux domine largement; la distinction en deux domaines ne s'observe plus.
- Dans le SW du Chablais les dépôts de plate-forme carbonatée sont remplacés par un faciès de bassin (Formation de la Haute-Pointe).

D'une manière générale la situation paléogéographique est voisine de celle qui régnait au Callovien inférieur, à l'exception du SW du Chablais qui est envahi par la mer ouverte.
Le lagon des «Couches à Mytilus» est recouvert dans sa presque totalité par un sable gréso-carbonaté montrant localement une stratification entrecroisée (dans les Préalpes orientales: Seehorn, Holzerhorn, Rotenflue, etc.). Ce faciès recouvre aussi une grande partie du domaine intermédiaire, que l'on ne peut d'ailleurs plus différencier du domaine à Mytilus. Dans ce dernier on note encore l'apparition de niveaux très dolomitiques, le long du rivage méridional des «Couches à Mytilus» et dans la Heitizone. On peut supposer, en reprenant l'interprétation de BAUD et al. (1979) basée sur des données de l'actuel (GEBELEIN in PURSER, 1980, p. 275, fig. 165) que la dolomitisation (secondaire) est particulièrement développée à proximité d'une zone émergée (ici la terre briançonnaise) où le mélange des eaux souterraines douces et salées favorise la croissance de la dolomite aux dépends des sédiments ou même des roches calcaires.
En Chablais un haut fond gréso-glauconieux à Crinoïdes s'individualise (à la Vernaz no 43); on retrouve localement des affleurements de cette unité dans la zone Bise-Tour d'Aï avec des éléments roulés schisto-siliceux liasiques. Il s'agit peut-être ici d'un petit épisode transgressif préludant à l'ennoiement généralisé de la plate-forme au Jurassique supérieur.
Il faut encore remarquer que l'image paléogéographique au Callovien reste assez floue car le manque d'information biostratigraphique ne permet pas de corrélations précises.

11. Le problème de l'Oxfordien et le passage Dogger-Malm

Le manque d'information biostratigraphique se fait particulièrement sentir à la limite Dogger-Malm et dans les calcaires massifs du Malm proprement dit. C'est pour-

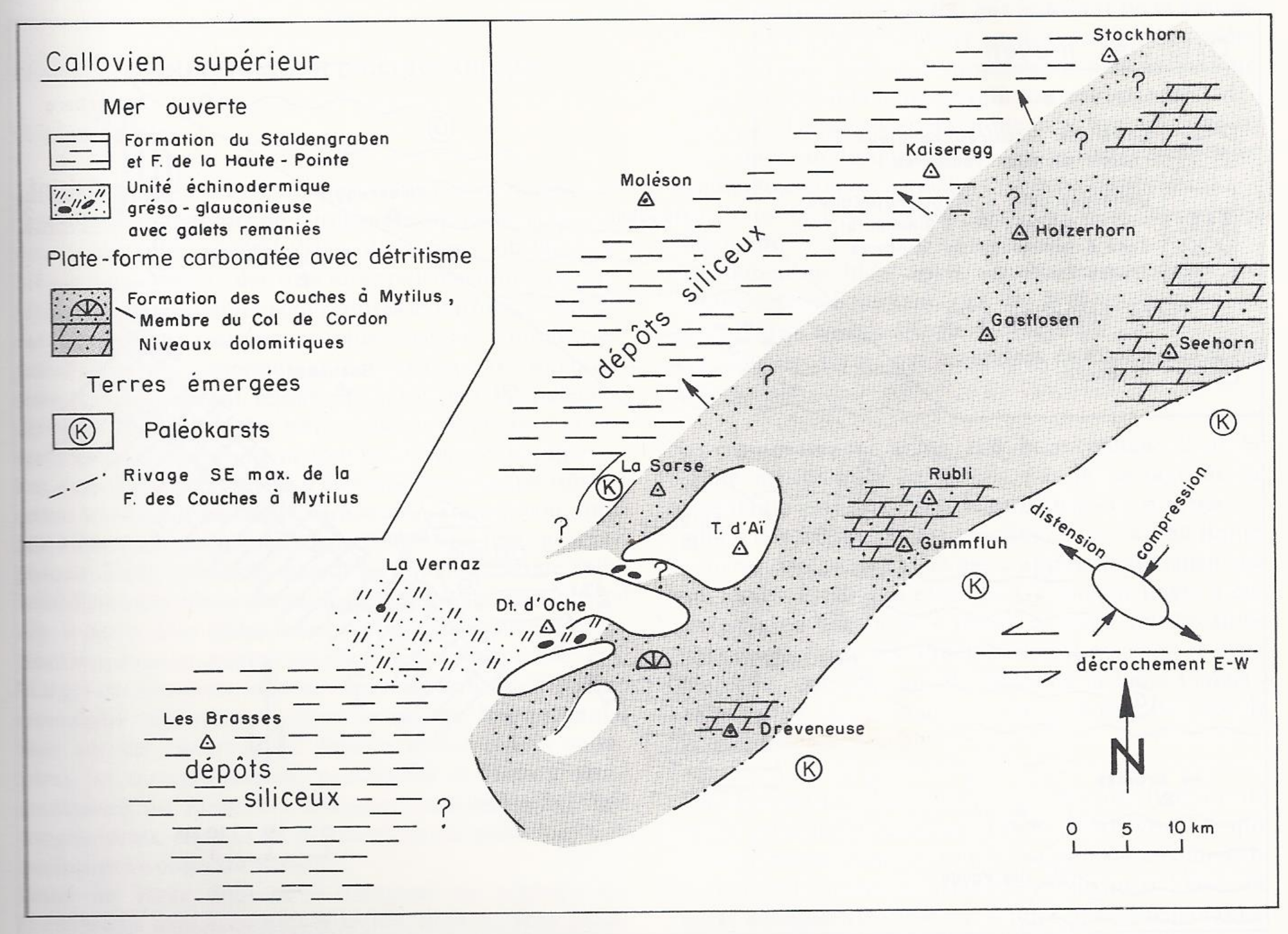


Fig. 34.
Carte paléogéographique du Callovien supérieur. Le schéma en bas à droite montre une répartition possible des contraintes dans la couverture mésozoique, à la suite d'un décrochement E-W dans le socle, parallèle au grand coulissage senestre de l'Afrique contre l'Europe en Méditerranée occidentale.

quoi il n'est pas possible d'établir une véritable carte paléogéographique. Par contre nous avons réuni sur la fig. 35 un certain nombre de données litho- et biostratigraphiques qui permettent une première approche de la question. Les informations biostratigraphiques proviennent des rares découvertes d'Ammonites faites à la base du Malm (unité des calcaires sublithographiques) par les auteurs: Trümpy (1949) en Chablais, Dubey in Maync (1972) à la Gummfluh, Rabowsky (1918) dans le Simmental, ceci dans le domaine briançonnais. Dans le domaine subbriançonnais seul l'Oxfordien moyen (z. à *transversarium*) est bien représenté par le faciès classique de l'unité des calcaires noduleux riche en Ammonites.

On peut résumer ainsi la situation dans les deux domaines considérés:

- Dans le Subbriançonnais le passage du Callovien à l'Oxfordien n'est pas continu; il existe une importante lacune du Callovien sup. et de l'Oxfordien inf. sur une grande partie du territoire. Parfois les niveaux noduleux de l'Oxfordien moyen contiennent des galets de silex provenant de l'unité calcaréo-siliceuse d'âge callovien. Ainsi l'unité du calcaire noduleux ravine les niveaux sous-jacents, comme d'ailleurs l'unité des calcaires sublithographiques ravine les calcaires du Dogger dans le Briançonnais à la même époque. Il s'agit donc ici d'un phénomène général lié à une phase paléotectonique unique.
- Dans le Briançonnais la limite Dogger-Malm est marquée par d'importantes lacunes (érosion des «Couches à Mytilus» en Chablais et dans les Préalpes vaudoises) ou des niveaux de condensation (Simmental, Wildenberg, etc.) et parfois des brèches synsédimentaires[17]. On observe souvent un diastème nettement marqué ou un banc caractérisé par des remaniements entre l'unité des calcaires sublithographiques (Malm) et les unités inférieures du Dogger. D'autre part l'âge des calcaires de la base du Malm est variable: Oxfordien inf. à

[17] Ces phénomènes sédimentologiques sont à mettre en relation avec le fond marin fortement déclive (à la suite du mouvement de bascule des compartiments B' et C') sur lequel les sédiments glissaient par gravité.

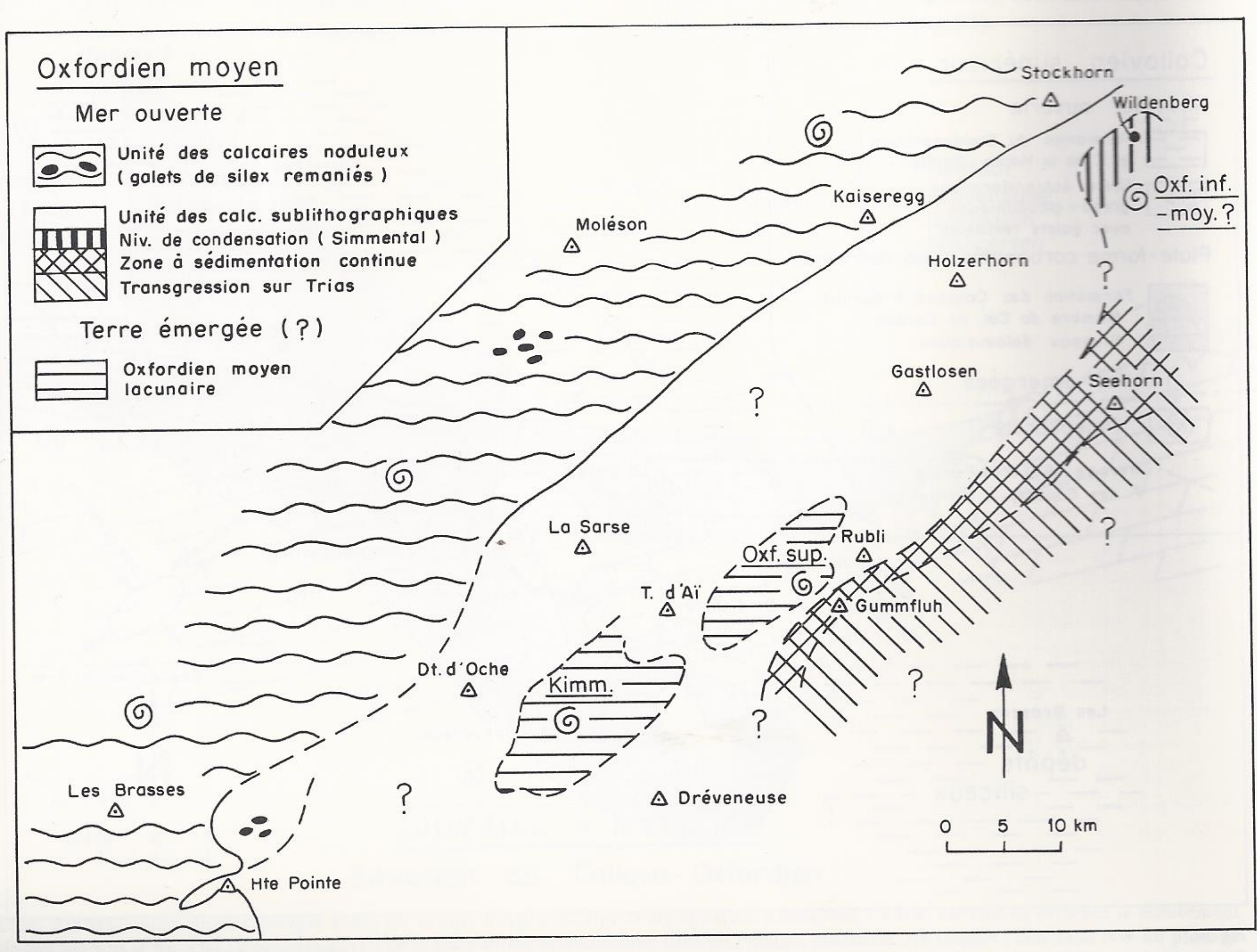


Fig. 35.
Carte paléogéographique probable à l'Oxfordien moyen. Le manque de données biostratigraphiques sur la plate-forme briançonnaise ne permet pas une interprétation précise.

moyen dans le Simmental, Oxfordien sup. à la Gummfluh, Kimmeridgien en Chablais ...
Enfin dans un domaine plus méridional (Gummfluh, Seehorn) le passage Dogger-Malm paraît être continu; aucun diastème n'est visible entre la Formation des Couches à Mytilus et le calcaire du Malm (dont l'âge n'est d'ailleurs pas connu avec précision en ce lieu).

On pourrait supposer ainsi que, dès l'Oxfordien, l'émersion esquissée au Callovien dans la zone Bise-Tour d'Aï se généralise. La terre émergée aurait son extension maximum à l'Oxfordien inférieur; seule la partie méridionale du Briançonnais et une grande partie du Subbriançonnais (avant le dépôt des niveaux noduleux de l'Oxfordien moyen) étaient recouverts par la mer. Cependant il est curieux que cette terre émergée n'ait pas laissé de témoins évidents (conglomérats, niveaux charbonneux, paléokarsts, etc.) comme c'était le cas pour les émersions du Dogger. Il est vrai que la dissolution karstique superficielle des séries carbonatées ne laisse pratiquement pas de traces.
A l'Oxfordien moyen la mer transgresse largement sur la terre briançonnaise (fig. 35) et seules quelques îles (?) subsistent.

12. Essai d'interprétation paléotectonique

12.1 Généralités

Les bouleversements tectoniques subis par la nappe des Préalpes médianes lors de l'orogenèse alpine ainsi que la forte couverture végétale sont de sérieux obstacles à l'observation directe des structures paléotectoniques. Les déformations anciennes sont reprises et parfois oblitérées par des phases tectoniques plus récentes, comme les paléofailles qui représentent des surfaces de moindre résistance et peuvent rejouer. D'autre part les paléoreliefs sont scellés par des transgressions ultérieures et les surfaces de discontinuité ne sont pas faciles à identifier.
Les émersions sont suivies d'érosions importantes (dissolution karstique) des séries carbonatées supprimant ainsi des «témoins» sédimentaires de l'évolution paléogéographique. Enfin l'obstacle majeur en paléotectonique reste l'établissement d'une chronologie des événements observés, à partir d'un cadre biostratigraphique souvent rudimentaire dans les milieux de plate-forme carbonatée.
Malgré ces obstacles on peut concevoir un modèle paléotectonique schématique, dans le cas du Briançonnais, basé sur des observations directes (discordances angulaires ou cartographiques, paléokarsts et lacunes sédimentaires) ou indirectes (éléments remaniés dans les conglomérats, répartition des faciès sur la plate-forme et évolution au cours du temps).
Dans un stade final nous tenterons de replacer les événements paléotectoniques locaux dans le cadre général de l'ouverture de l'Atlantique N provoquant par contrecoup le morcellement de la marge continentale N-téthysienne.

12.2 Grandes lignes de l'évolution paléotectonique des Médianes au Jurassique

Le Trias est essentiellement marqué, dans le Briançonnais ainsi que dans la province W-méditerranéenne, par l'édification de plate-formes carbonatées et évaporitiques témoignant d'une longue période de stabilité paléogéographique (BAUD & MEGARD-GALLI, 1975). Cependant des mouvements distensifs se font déjà sentir à cette époque («early rifting» de BERNOULLI & LEMOINE, 1980).
C'est au Lias inférieur que la province briançonnaise s.l., sous l'effet de mouvements distensifs, va se disloquer; l'ancienne plate-forme triasique se morcèle en blocs ou compartiments paléotectoniques (séparés par des failles normales) dont les mouvements ultérieurs mutuels vont dicter la répartition des faciès à leur surface (BOURBON et al., 1976; BAUD & SEPTFONTAINE, 1980).
Dans les Préalpes médianes nous avons reconnu une série de compartiments paléotectoniques dont les limites sont évidemment assez imprécises. Ces grands ensembles peuvent être eux-mêmes divisés par des paléofailles de moindre importance. On distinguera ainsi du SW au NE:

- Un compartiment A, défini par le massif de la Haute-Pointe (SW du Chablais) et les écailles associées (fig. 12, p. 44), dont le comportement paléotectonique restera indépendant de l'évolution du reste des Médianes au Dogger. Cet ensemble peut se subdiviser en blocs selon un découpage SW-NE, correspondant aux écailles tectoniques actuelles (SEPTFONTAINE, 1976):
  Au S le bloc de Vésine avec l'écaille de Geblu-Sommant.
  Au milieu le bloc de la Haute-Pointe, séparé de Vésine-Geblu-Sommant par la prolongation de la paléofaille Chateau d'Oche-Corbeyrier.
  Au N le bloc formé par les écailles de Charmette et de Chavanette.

- Un compartiment B ou NW-briançonnais, dont la limite méridionale est définie par le passage de la paléofaille principale Château d'Oche-Corbeyrier au milieu des Plastiques internes (fig. 25, p. 74). Sa limite septentrionale assez floue passe approximativement au milieu des Plastiques externes. Ce compartiment a été reconnu en Chablais oriental et dans les Préalpes vaudoises. Dans les Préalpes fribourgeoises et bernoises le compartiment B', au N de la ligne Langel-Stockenflue, est la continuation probable du bloc B vers le NE.

- Un compartiment C ou SE-briançonnais situé au SE de la paléofaille Château d'Oche-Corbeyrier et qui s'étend jusque dans les Rigides internes. Ce compartiment particulièrement complexe est lui aussi divisés en blocs allongés SW-NW par d'importantes paléofailles au front des Rigides (BAUD, 1972). Cependant nous verrons que ce compartiment complexe réagit comme un tout du point de vue paléotectonique. Le comparti-

ment SW s'étend depuis le Chablais jusque dans les Préalpes orientales (bloc C').

Nous allons tenter de reconstituer les mouvements de ces différents compartiments pendant le Jurassique (fig. 36 et 37).

Au Lias: Les deux compartiments principaux B et C sont déjà individualisés à l'Hettangien sup. en Chablais oriental; la zone complexe de paléofailles normales du Château d'Oche prend naissance à cette époque. Le compartiment NW-briançonnais (B) bascule vers le N; le compartiment SE-briançonnais (C) subit le même mouvement (fig. 36/1). Par contre dans les Préalpes vaudoises cette disposition n'est pas réalisée car une plate-forme néritique subsiste sur l'ensemble du territoire. Dans les Préalpes orientales la répartition des faciès suggère la présence de deux compartiments (B' et C') vraisemblablement basculés eux aussi vers le N.

Dans le SW du Chablais (compartiment A) le paléopendage du Trias sup. vers le N, sous la F. de Sommant dont la base est datée de l'Aalénien sup., indique aussi à la Haute-Pointe que ce bloc a basculé au N; mais il n'est pas possible de dater cet événement avec plus de précision. Le mouvement de bascule a eu lieu pendant le Lias. Le bloc de Geblu ne suivra ce mouvement que beaucoup plus tard au Dogger inf.

Au Sinémurien-Lotharingien la situation générale reste sensiblement identique, mais il est probable que le compartiment SE-briançonnais (C et C') en subsidence ait subi un mouvement de bascule vers le S (fig. 36/2–3). Au Lotharingien le compartiment NW se rétablit à l'horizontale (plate-forme à Crinoïdes).

Dès le Pliensbachien sup. (Domérien) le compartiment NW-briançonnais dans son ensemble, depuis le Chablais et les Préalpes vaudoises jusqu'aux Préalpes orientales (B et B') subit un nouveau mouvement de bascule vers le N. Le compartiment SE-briançonnais ne suit pas ce mouvement, contrairement à l'hypothèse de Badoux & Mercanton (1962), qui voient un basculement généralisé du domaine briançonnais à cette époque.

Des conditions de mer ouverte («Heitischichten») règnent encore à la surface du compartiment SE (fig. 36/4). Au Toarcien-Aalénien les deux compartiments restent dans la même position.

Au Dogger: Dès cette époque il n'est plus possible de suivre l'interprétation de Badoux & Mercanton (1962) qui, faute de cadre biostratigraphique, n'ont pu corréler les unités lithologiques sur la plate-forme. On sait maintenant (Septfontaine, 1978) que les «Couches à Mytilus» ne montent pas dans le Malm contrairement à la conception de ces auteurs présentée p. 160 et suivantes.

Le mouvement de bascule du compartiment SE s'effectue vraisemblablement à l'Aalénien-Bajocien. Ainsi les deux compartiments plongent parallèlement l'un derrière l'autre vers le NW (fig. 37/5). Le paléopendage mesuré sous la F. des Couches à Mytilus varie de 24 à 28°. Cette situation subsistera pendant une grande partie du Dogger. La zone méridionale (surélevée) du compartiment NW à fleur d'eau, définit le domaine intermé-

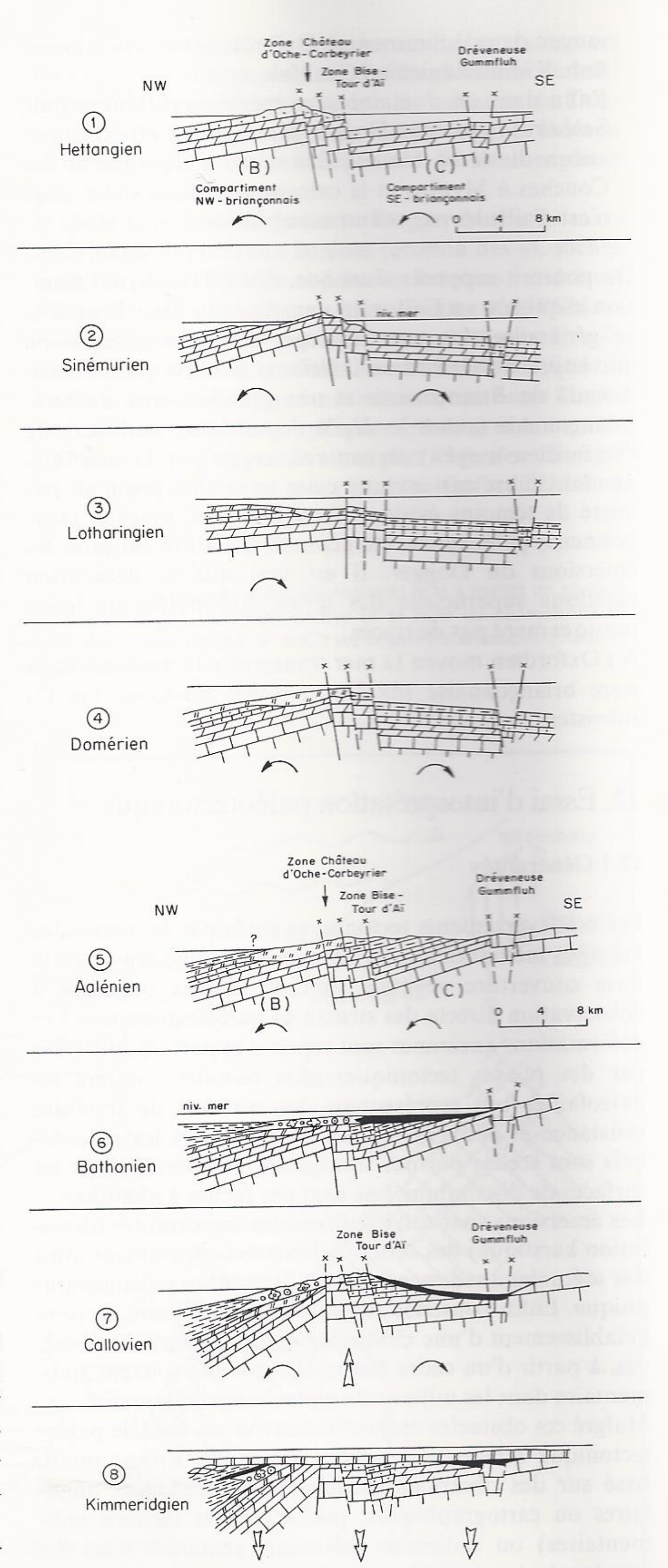


Fig. 36 et 37.
Evolution paléotectonique du seuil N-briançonnais dans les Préalpes. Les compartiments B et C sont eux-mêmes subdivisés en blocs tectoniques mineurs. Le profil considéré est valable entre le Chablais oriental et les Préalpes vaudoises.
Commentaires dans le texte. Les symboles lithologiques correspondent à ceux des fig. 26 à 30. Les épaisseurs et les hauteurs sont fortement exagérés.

New Palinspastic cross-section through the Median Prealps - Horizontal reference Mid-Cretaceous sea bottom

PALINSPASTIC PROFILE THROUGH THE MEDIAN PREALPS OF CHABLAIS (FRANCE AND SWITZERLAND) AND ROMANDIE

(THE PROFILE, BELOW CRETACEOUS BEDS IS BASED ON ORIGINAL ANGULAR UNCONFORMITIES OBSERVED IN THE FIELD , AND PALEOGEOGRAPHIC HISTORY OF THE BASIN, EMERSIONS, EROSIONS ETC. AND FACIES DISTRIBUTION AND CORRELATION WITH THE HELP OF NEW BIOSTRATIGRAPHIC DATA; IT REPLACES THE OLD PROFILE PRESENTED BY BAUD & SEPTFONTAINE(1980))

Stratigraphic legend :

C i = Lower Cretaceous
M = Malm (massive limestone and oolitic, open marine grainstone with calpionellids)
Bt = Bathonian - Sommant formation (oolithic grainstone, isolated corals) ; foraminifera: Archaeosepta platierensis Wernli
EDo (Aa-Bj) = Early Dogger (Aalenian-Bajocian) - Vervine formation (ramp facies, packstone to wackestone)
My Do = Dogger, Bajocian to Callovian - "Couches à Mytilus" formation s.l., including 2/3 of the "Malm" auct.
(restricted marine lagoon with larger foraminifera, Chablaisia, Valvulina etc., see Septfontaine (1977,1984)
MLi = Middle Liassic - Heiti formation (dark spiculites, nodular silex and mudstone)
ELi - MLi - LLi = Early Middle and Late Liassic (crinoidal limestone)
Rh = Rhetian (bioclastic mudstone)
LTr = Late Triassic (blond dolomite sed. conglomerate and evaporites)
MTr = Middle Triassic - Saint Triphon formation (limestone)
ETr = Early Triassic (sandstone)

Discordances angulaires entre formations jurassiques, observées sur le terrain – données nouvelles non publiées

Pour servir à l'établissement du profil palinspastique fig. 8 (Septfontaine, 1995)

Photos et croquis tirés de précédents travaux et du carnet de notes (1995 et travail en cours)

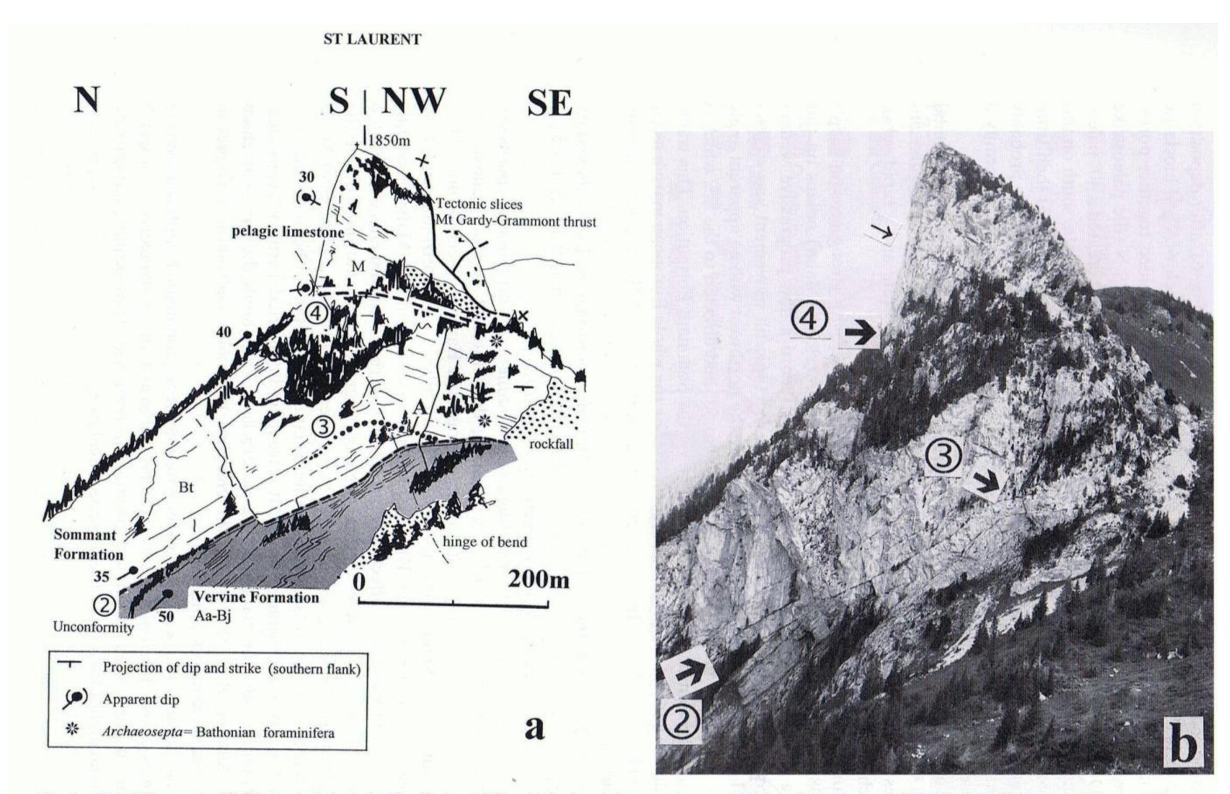
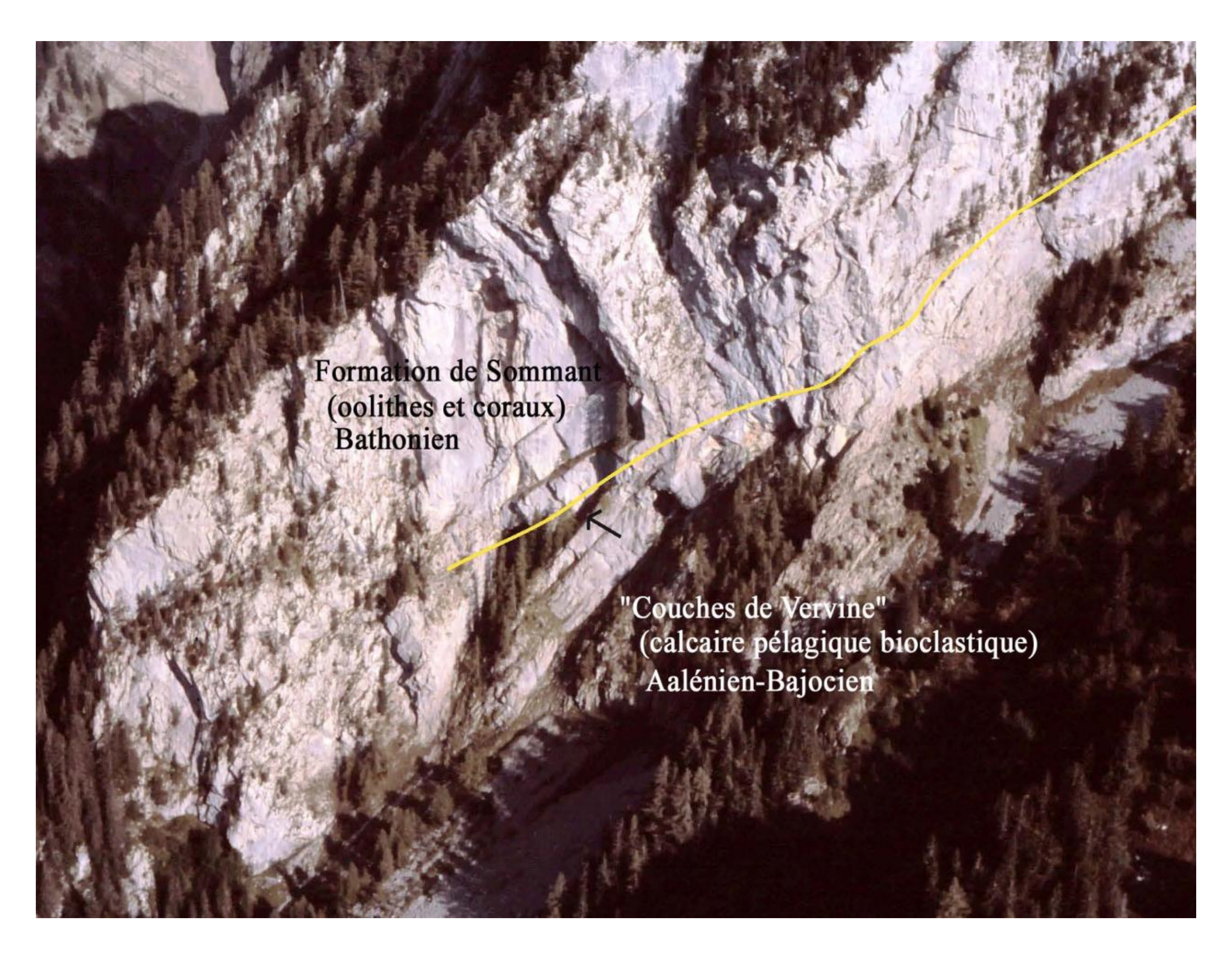


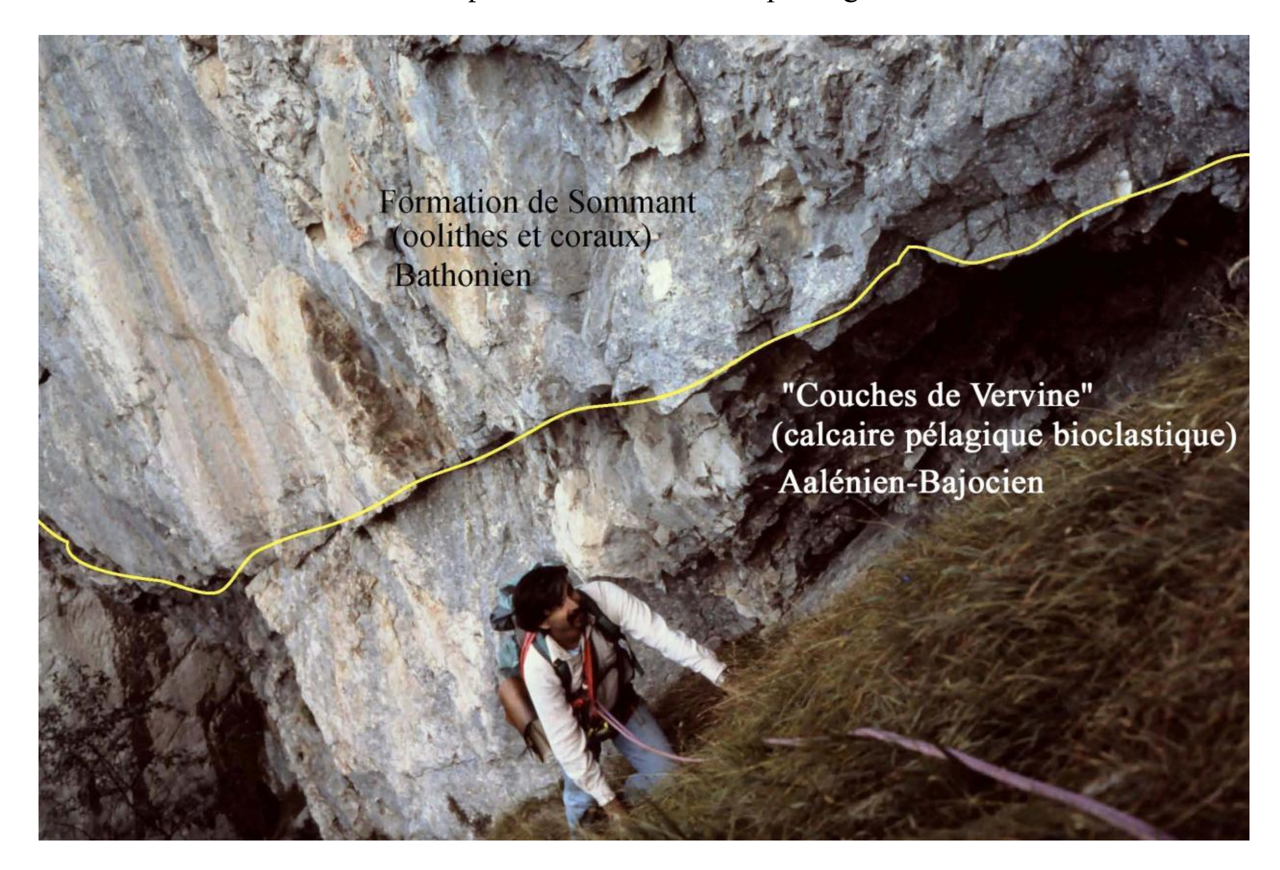
Fig. 5a. The St Laurent cliff (Upper imbricate in Fig. 4) about 200 m high, drawn from a photograph taken from the west (5b). The Middle Jurassic Sommant Formation (oolitic beds) has been slightly bent during Alpine thrusting; the trace of the axial surface (or hinge) is shown. In the southern flank the apparent dip of oolitic beds is to the south but the true dip is 10° to the east. Different unconformities (2 to 4 in circles) are visible. A is the intersection between unconformity 3 and the top of a truncated oolitic bed in the NW/SE oriented face. M = Malm; Bt = Bathonian; Aa-Bj = Aalenian-Bajocian. Coordinate: 550.575/134.325 Alt.: 1850 m. Atlas géologique suisse, 1264 Montreux 1 : 25,000

1. Rappel des discordances majeures, intra jurassiques, visibles sur le flanc occidental de la Pointe de St Laurent en bordure de l'axe de la zone Château d'Oche – Corbeyrier de Septfontaine (1984). Voir le profil palinspastique p.88 du présent travail, et les photos suivantes :



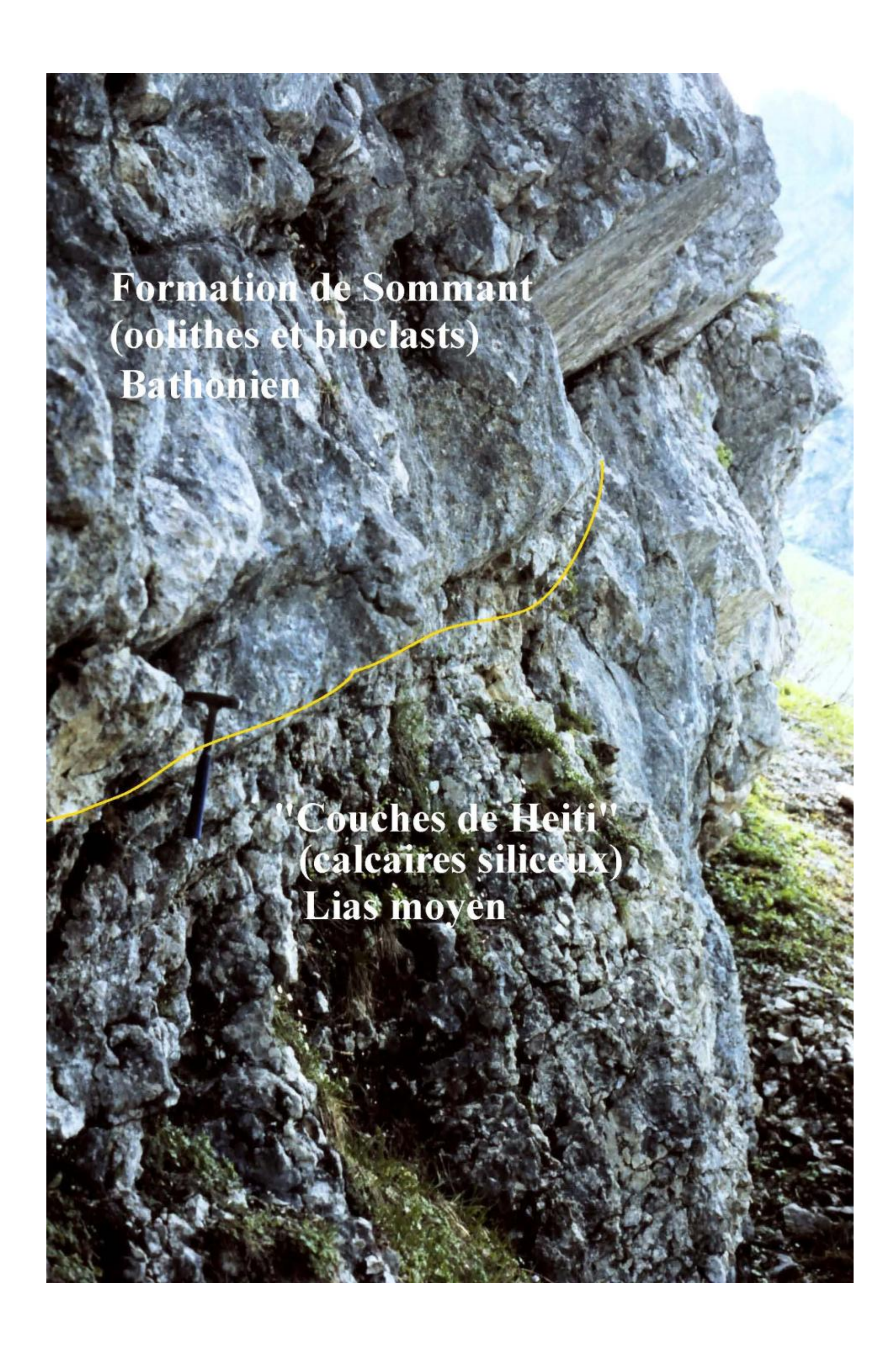
2. Détail de la paroi avec la surface d’érosion en jaune (no 2 de la fig. précédente) après basculement des « Couches de Vervine » vers le Nord actuel à gauche. La flèche noire indique la position de la prise de vue suivante, sur le plan d’érosion en jaune. L’oolithe de la Formation de Sommant (qui contient le foraminifère *Archaeosepta* du Bathonien) transgresse en léger « onlap » sur ce plan.

3. Ci-dessous : la surface du plan d'érosion selon le pendage des « Couches de Vervine »



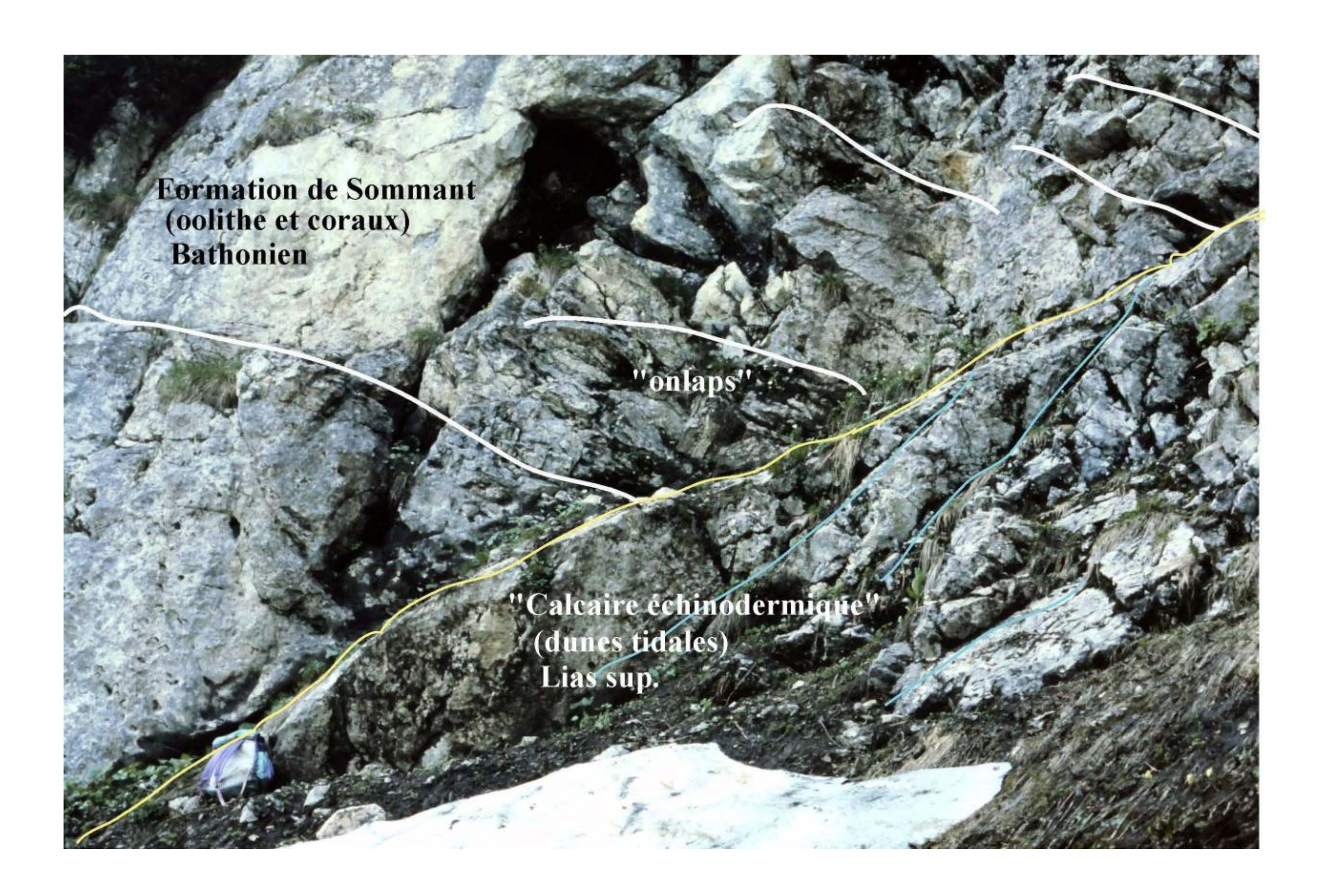


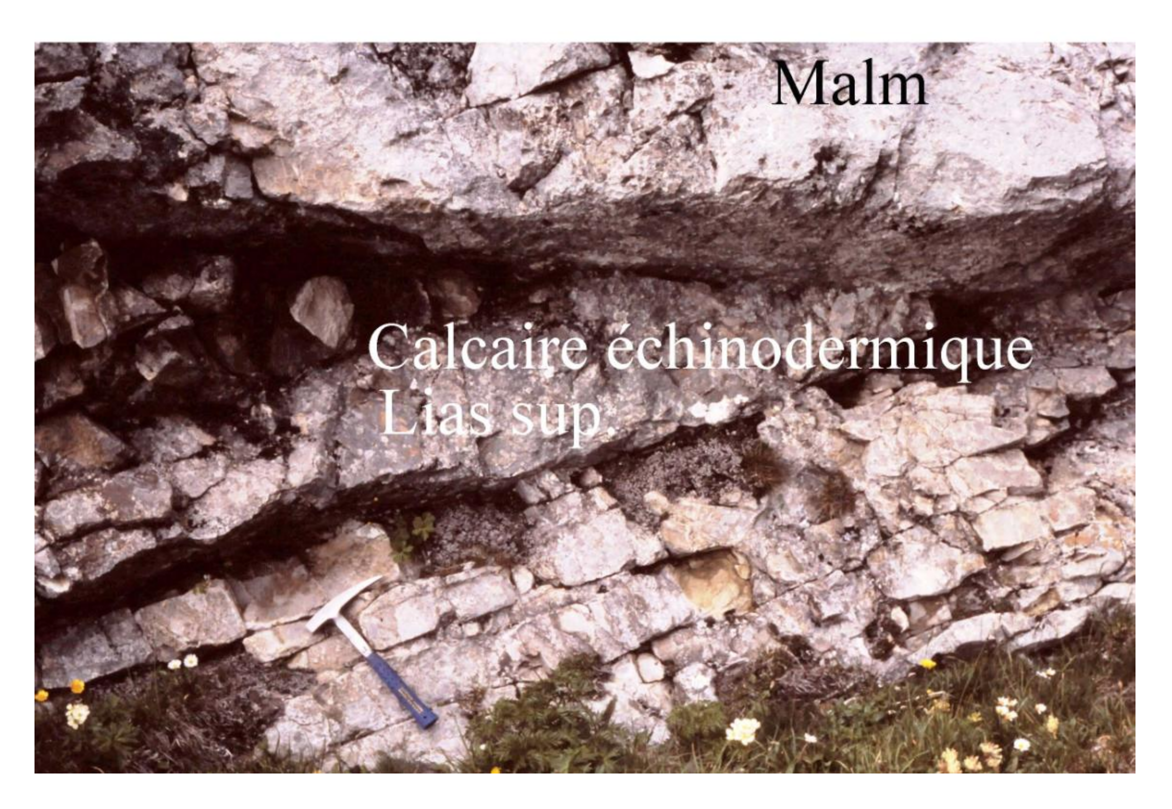
4. Ci-dessus : discordance angulaire et troncature du Lias (« Couches de Heiti », calcaire siliceux à spongiaires) au col de l'Au, au sommet du vallon de Tanay (Chablais valaisan). Le paléopendage incline vers le Sud.



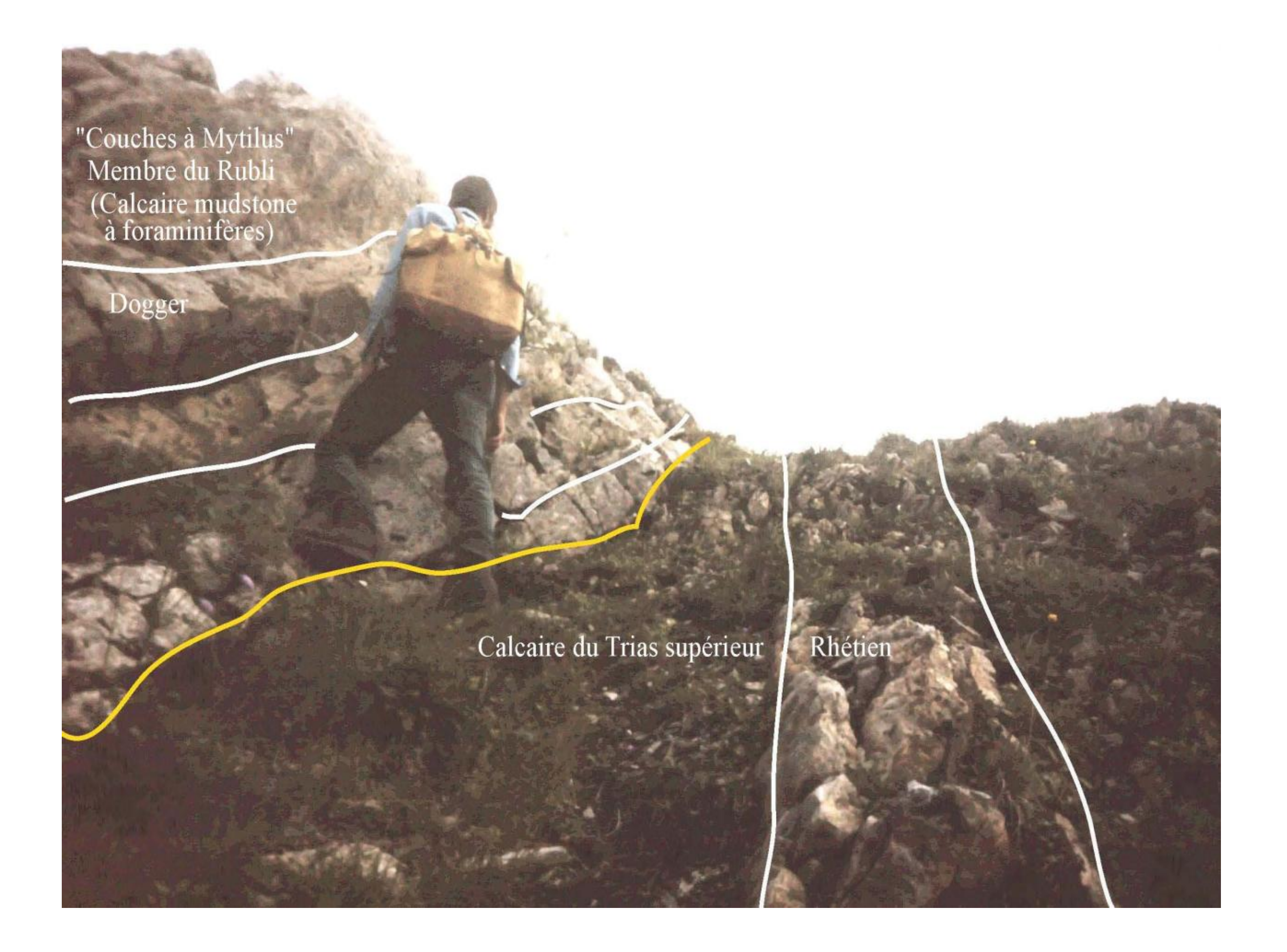
5. Ci-dessus : transgression de la Formation de Sommant (oolithe du Bathonien) sur les « Couches de Heiti » liasiques (calcaire siliceux, spongolithes, en petits bancs) basculées vers le Nord. Troncature et érosion selon la ligne jaune. Sous les chalets de Neuteu, au niveau de la croix, base de la falaise.

6. Ci-dessous : transgression progressive en « onlaps » du sable oolithique de la Formation de Sommant (traits blancs) sur les dunes tronquées et basculées du calcaire à crinoïdes daté du Toarcien-Aalénien (traits bleus). La surface de troncature est indiquée par le trait jaune. Affleurement visible en montant le sentier raide des Chalets de Neuteu, sous le col, falaise à gauche du sentier.

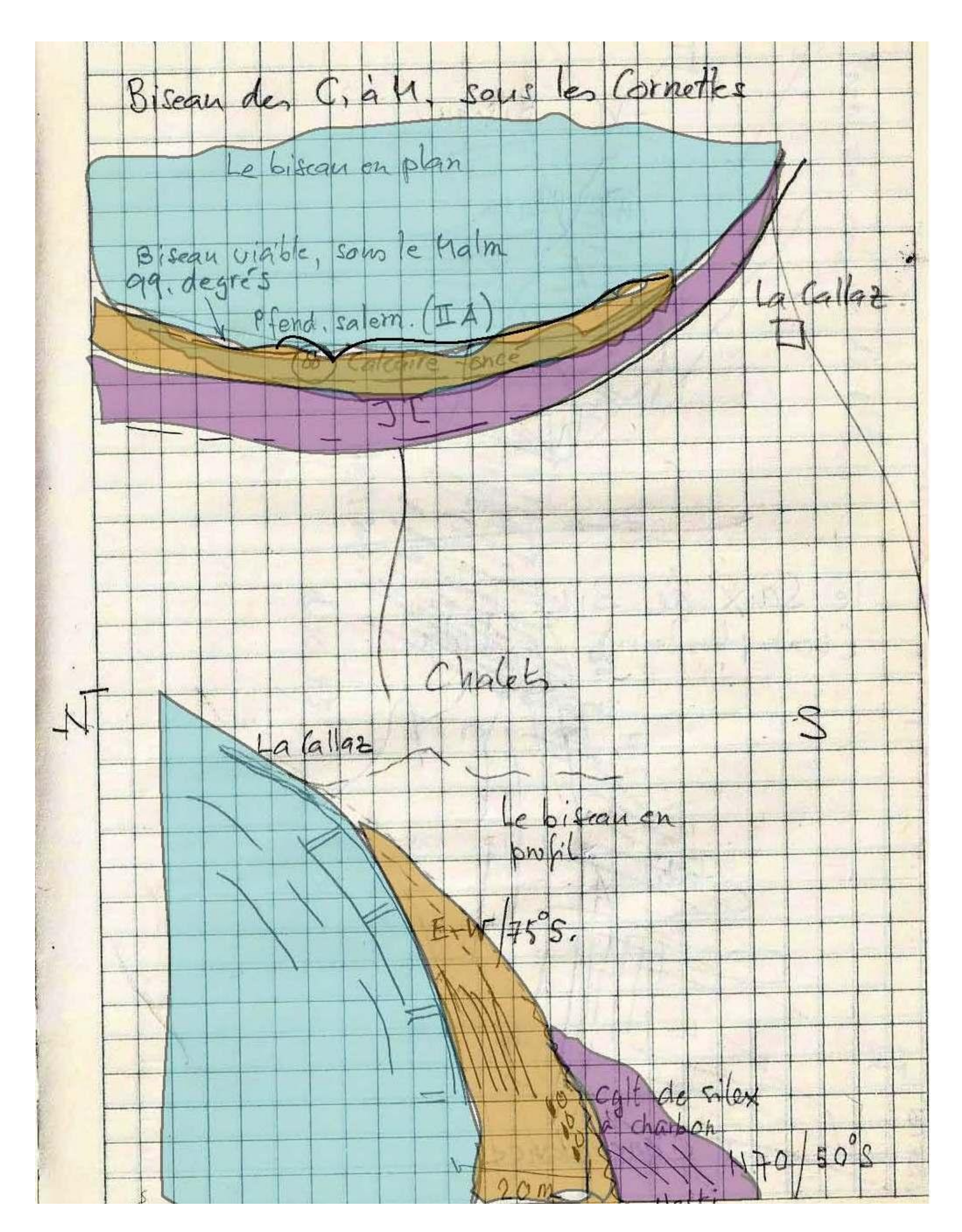




7. Ci-dessus : discordance angulaire, à la base de la falaise du mont Gardy, dans la zone Bise-Tours d'Aï de Septfontaine (1984). Ici le paléopendage du calcaire à crinoïdes (Toarcien-Aalénien), sous le Malm (Oxfordien à protoglobigérines) incline vers le Sud.



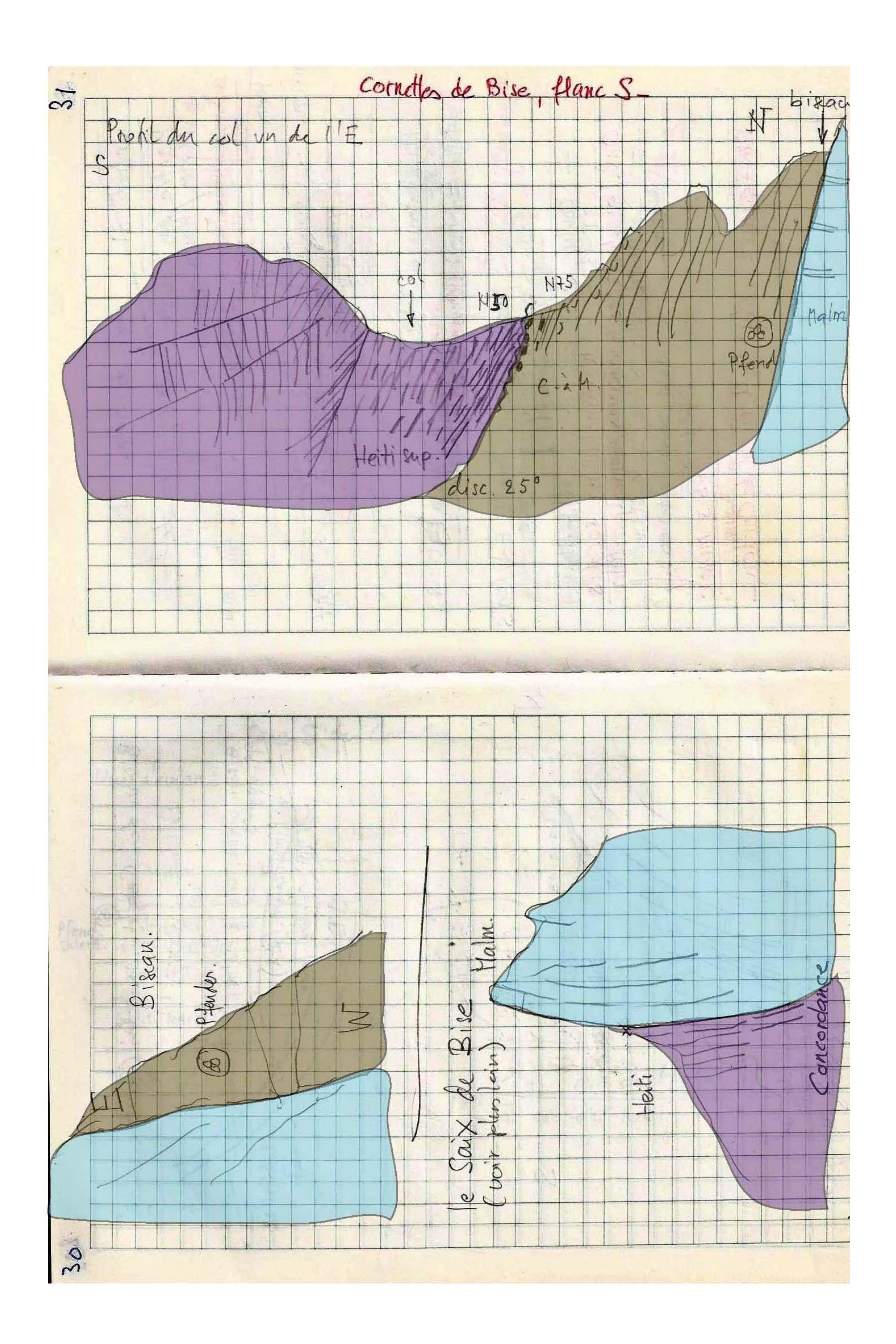
8. Discordance angulaire et troncature (ligne jaune) du Trias sup. (Rhétien) sous les « Couches à Mytilus » au col de Chavan, au fond du vallon de Sommant (SW du Chablais, Haute-Savoie). Le paléopendage incline vers le Nord.

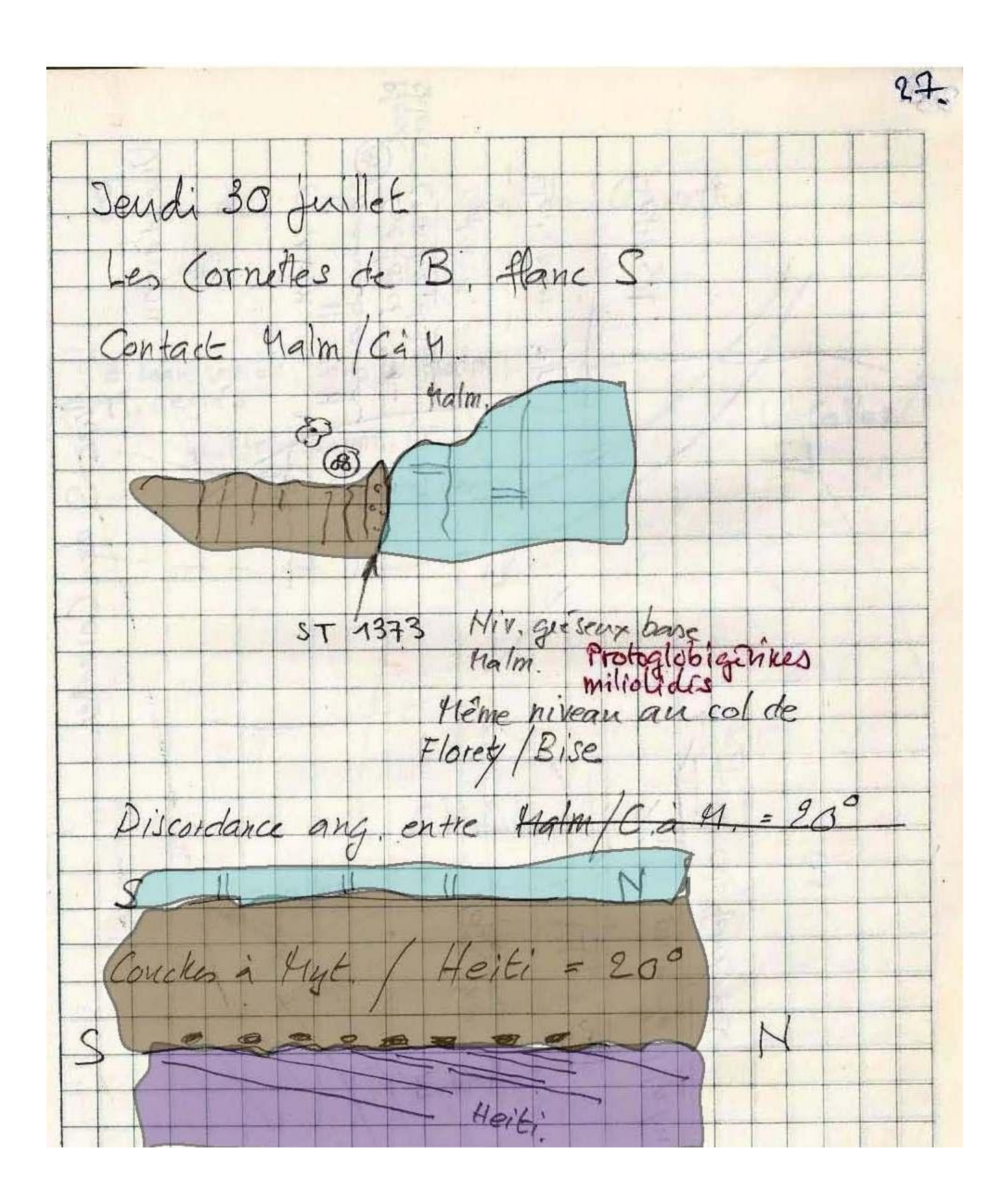


9. Cornettes de Bise, flanc Sud. Croquis extraits du carnet de notes, discordance angulaire et troncature des « Couches à Mytilus », niveau IIA à *Pfenderina*, sous le calcaire pélagique du Malm (en bleu). Le Lias des « Couches de Heiti » en violet est lui-même fortement basculé sous les « Couches à Mytilus » d'au moins 25°. Dans les deux cas le paléopendage incline vers le Nord.



10. Ci-dessous, extrait du carnet de notes : Cornettes de Bise, profil du flanc Sud, avec la double discordance angulaire des « Couches de Heiti » sous les « Couches à Mytilus » du Dogger d'une part et la troncature érosive, avec biseau, de ces dernières (niv. IIA à *Pfenderin*a) sous le Malm d'autre part.


31
Cornettes de Bise, flanc S-
Profil du col vu de l'E
S
N
biseau
col
N50
N75
Heiti sup.
disc. 25°
C. à H.
Pfend.
Malm
Biseau.
Pfender.
E
W
Malm.
le Saix de Bise
(voir plus loin)
Heiti
Concordance
30



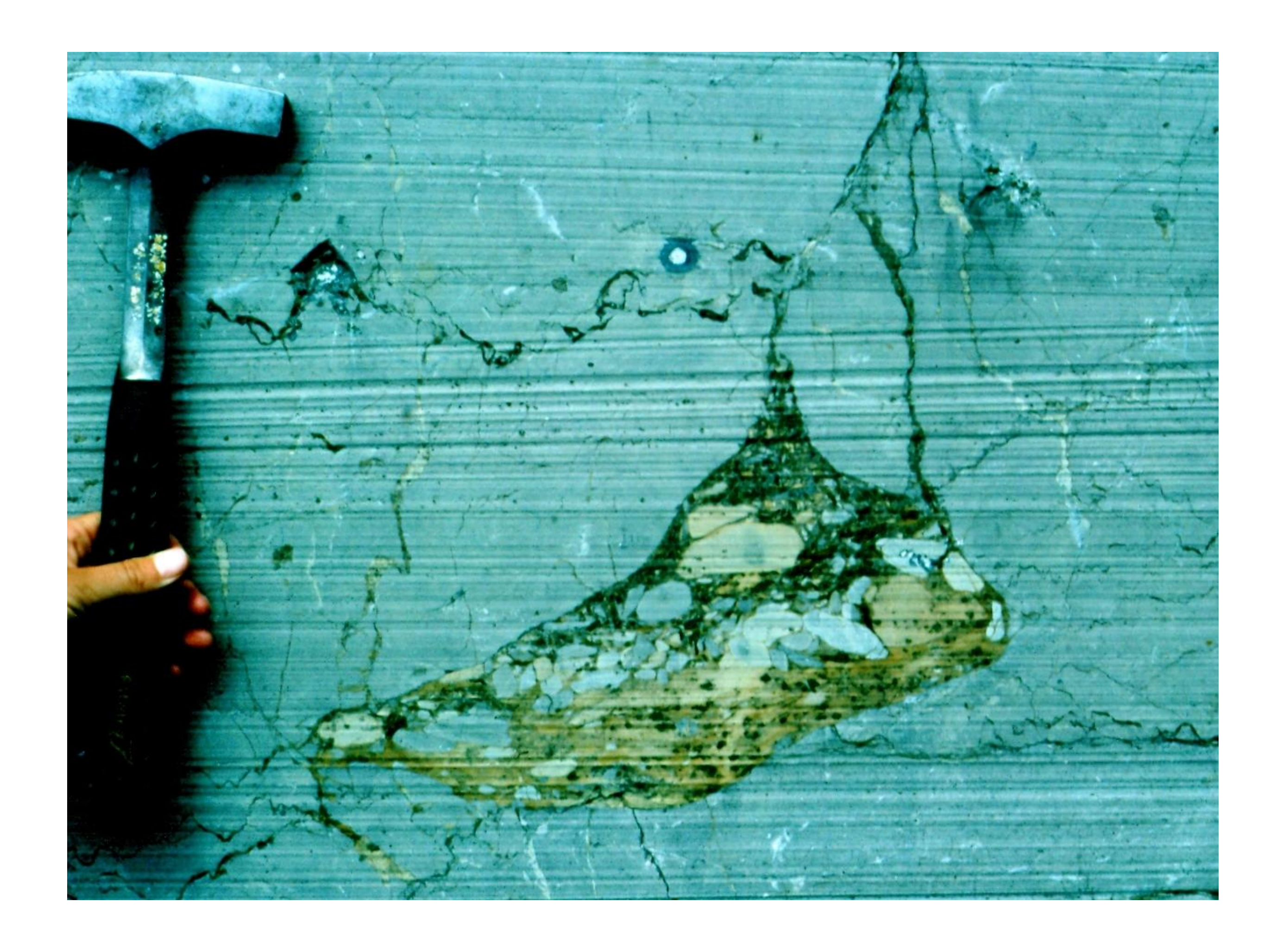
11. Tiré du carnet de notes : au col de Floret, vallon de Bise, lacune du Lias supérieur sous les « Couches à Mytilus » et paléopendage vers le Nord. Transgression du calcaire pélagique du Malm (niveaux gréseux à protoglobigérines et miliolidés) sur les « Couches à Mytilus » érodées. Même situation aux Cornettes de Bise.



12. Les « Jumelles » vues de l'ouest, dans la zone Bise-Tours d'Aï. Le calcaire pélagique du Malm à protoglobigérines (Oxfordien) transgresse directement sur les « Couches de Heiti » à spongiaires du Lias moyen. Les sédiments du Dogger sont totalement érodés lors de la phase de soulèvement callovo-oxfordienne (Septfontaine 1984).



13. Le vallon du mont Lenla. À droite le Malm et les « Couches à Mytilus » en série complète. À gauche série lacunaire du Dogger sur les dolomies blondes du Trias. Le vallon ne montre pas de faille ou de chevauchement majeur expliquant cette anomalie. Nous l’interprétons comme un paléorelief possible. Ce point reste cependant à confirmer…



14. Le paléokarst de St Triphon : conduit fossile dans la série renversée du Trias moyen de cette écaille tectonique (granoclassement inverse dans la cavité). Cette curiosité géologique a été mise en évidence par H. Masson, professeur à l'Université de Lausanne. Ce paléokarst est probablement d'âge jurassique moyen. Nous avons décrit de tels conduits karstiques dans le SW du Chablais, le long de la route de Sommant (Baud, Masson et Septfontaine 1979 ; Septfontaine 1984, Pl. V, fig. 4). On retrouve ces structures prouvant l'émersion du seuil briançonnais au col du Galibier jusqu'à Guillestre (coupe non publiée, travail en cours).

diaire (oolithes, Coraux); la zone méridionale du compartiment SE (compliquée par les paléofailles des Rigides, BAUD 1972) représente la terre briançonnaise émergée (fig. 37/6). La zone septentrionale (subsidente) de chaque compartiment représente respectivement le domaine à Cancellophycus (au NW) et le domaine à Mytilus (au SE).
Dans le SW du Chablais le massif de la Haute-Pointe (écaille indépendante du compartiment A) a subi par contre un mouvement progressif de bascule vers le SW dans une direction orthogonale par rapport au reste des Médianes. Le secteur oriental de ce massif émerge pendant qu'un faciès profond transgresse dans le secteur occidental. Cet événement se situe dans l'intervalle Aalénien-Bajocien.
Dès le Bathonien la disposition de la fig. 37/6 tend déjà à se modifier graduellement, annonçant la phase callovo-oxfordienne de surrection de la bordure septentrionale du Briançonnais. Le compartiment NW bascule vers le N; le compartiment SE bascule vers le S, ce qui provoque la lente transgression des «Couches à Mytilus» vers le SE. Ce mouvement de redressement du substratum des «Couches à Mytilus» d'environ 20° vers le SE explique la concordance des calcaires du Lias moyen avec le calcaire du Malm dans la zone lacunaire Bise–Tour d'Aï. Cette zone émerge peut-être déjà au Bathonien(?) en Chablais oriental et dans les Préalpes vaudoises. Dans le SW du Chablais le massif de la Haute-Pointe est toujours basculé au SW.
Au Callovien le dispositif symétrique composé de deux compartiments basculés de part et d'autre de la zone de paléofailles Château d'Oche–Corbeyrier est pleinement réalisé (fig. 37/7). Ce dispositif est démontré par des arguments géométriques (discordances angulaires et biseautage des formations du Dogger) sur le terrain (pl. XI, fig. 1–7) en Chablais oriental et dans les Préalpes vaudoises. La zone axiale Bise–Tour d'Aï émerge et les dépôts carbonatés subissent une intense érosion karstique. Dans les Préalpes orientales ce mouvement (phase paléotectonique callovo-oxfordienne) a dû probablement avoir lieu, mais il n'a pas provoqué d'émersion. On connaît tout au plus des phénomènes sédimentaires particuliers (condensations, remaniements synsédimentaires) qui témoignent des mouvements et d'une forte déclivité du fond de la mer à cette époque.
Dans le SW du Chablais le massif de la Haute-Pointe se redresse à l'horizontale; on y observe tout d'abord depuis la Hte-Pointe jusqu'à la Pte d'Orchez des conditions néritiques uniformes (Membre du Col de Cordon), puis un faciès de mer ouverte (F. de la Haute-Pointe).

Au Malm: A l'Oxfordien le dispositif précédent s'accentue encore et une grande partie du seuil N-briançonnais émerge(?) à la suite du mouvement opposé de bascule des deux compartiments principaux. Dans le SW du Chablais le massif de la Haute-Pointe s'enfonce progressivement de manière uniforme depuis le Callovien supérieur déjà.
C'est à l'Oxfordien supérieur-Kimmeridgien que la mer ouverte recouvre l'ensemble du Briançonnais préalpin, soumis à un lent mouvement généralisé de subsidence. Cependant un faciès récifal se développe déjà (au Kimmeridgien?) dans la partie méridionale de la nappe, indiquant la présence de mouvements paléotectoniques localement différenciés sur la plate-forme briançonnaise pendant le Jurassique supérieur.

12.3 Remarques générales et hypothèses

Le seuil N-briançonnais préalpin, dans le contexte général de la marge N-téthysienne en distension, apparaît composé d'un ensemble de compartiments (ou blocs) tectoniques en oscillation («mouvement alternatif de bascule» SEPTFONTAINE, 1979) pendant tout le Jurassique. Nous avons distingué au moins trois compartiments dont 2 principaux (B–B' et C–C') qui, à la suite de mouvements symétriques ou non, ont dicté l'évolution paléogéographique à cette époque selon une orientation SW–NE des lignes isopiques. Seul le massif de la Haute-Pointe (bloc médian du compartiment A, SW du Chablais) a subi un mouvement de bascule indépendant, perpendiculaire à la direction générale de bascule des compartiments B et C dans le reste des Médianes.
Ces mouvements sont à l'origine d'émersions localisées pendant le Lias dans les Plastiques, et de l'émersion généralisée du Briançonnais proprement dit au Dogger inf. (compartiment C–C').
La phase callovo-oxfordienne de surrection du seuil N-briançonnais s'accompagne d'une importante émersion localisée au Chablais oriental et aux Préalpes vaudoises (zone Bise–Tour d'Aï) dans les Plastiques internes (fig. 34). Au SW le massif de la Haute-Pointe s'enfonce; dans les Préalpes bernoises le seuil briançonnais est très probablement resté immergé (niveaux de condensation sur un fond marin déclive). Ainsi la zone Bise–Tour d'Aï apparaît, à l'échelle de la nappe, comme une sorte de «dôme structural» autour duquel les compartiments plongent de manière divergente(?). La limite d'érosion de la Formation des Couches à Mytilus, biseautée sous le calcaire du Malm est d'ailleurs nettement oblique par rapport à la direction générale des lignes isopiques (fig. 25) et forme un contour en demi-ellipse très grossière autour du rebord méridional de la zone Bise–Tour d'Aï. Cependant il faut aussi signaler une deuxième zone lacunaire de moindre importance reconnue sous la Pointe d'Autigny en avant du mont Chauffé en Chablais. Il s'agit peut-être ici d'un paléorelief lié à un bloc tectonique de moindre importance ayant joué individuellement et positivement au Callovo-Oxfordien.
L'évolution paléotectonique du Briançonnais considérée en 3 dimensions apparaît ainsi beaucoup plus complexe que sur un simple profil (fig. 36 et 37). Au Lias et au Dogger inférieur les compartiments tectoniques s'articulent autour d'un axe général SW–NE (cette direction est suggérée par la continuité des domaines paléogéographiques qui s'étendent en bandes régulières depuis le Chablais jusqu'aux Préalpes bernoises); au Bathonien ce

dispositif se modifie avec l'apparition d'une structure en «dôme tectonique», résultat probable d'un mouvement de compression localisé dont l'effet persistera jusqu'à l'Oxfordien inférieur.
Dans le cadre général de la Téthys alpine au Jurassique, le domaine briançonnais est interprété comme une marge continentale passive soumise à un effort continu de distension (BOURBON et al. 1976; BERNOULLI & LEMOINE, 1980). La naissance de paléofailles normales d'orientation SW–NE au Lias inférieur (zone Château d'Oche-Corbeyrier et Médianes rigides) est en relation directe avec les grands décrochements (ou coulissages) senestres E–W situés entre l'Afrique du N et l'Europe (LAUBSCHER & BERNOULLI, 1976, p. 11 fig. 5). En effet on sait que des décrochements profonds de cette importance s'accompagnent de mouvements distensifs et compressifs (respectivement orthogonaux) pratiquement simultanés dans les sédiments de couverture (WILCOX et al. 1973; PLANCHEREL, 1976). Les directions de distension et de compression maximum sont matérialisées par les axes d'une ellipse; la direction de ces axes est grossièrement constante par rapport à la direction du décrochement. L'évolution paléotectonique particulière du seuil N-briançonnais au Callovo-Oxfordien (phase de soulèvement de la zone Bise–Tour d'Aï) est peut-être en relation avec une force de compression agissant du SW au NE parallèlement à la direction des paléofailles (zone Château d'Oche–Corbeyrier) qui délimitent les compartiments B et C (voir le schéma d'interprétation sur la fig. 34). Selon le principe de la «wrench tectonic» (WILCOX et al. 1973, p. 84 fig. 8F) l'origine de ces mouvements, apparemment contradictoires, est à rechercher dans un des grands décrochements senestres, décrits plus haut; ils devaient découper la bordure méridionale de l'Europe, parallèlement aux failles transformantes qui affectaient vraisemblablement le domaine océanique piémontais à cette époque.

13. Comparaisons avec la région type du Briançonnais (Haute-Alpes françaises) et d'autres secteurs de la Téthys occidentale

En l'état des connaissances il est possible de risquer certaines comparaisons avec la région type, au niveau de Briançon, où les séries jurassiques ont été étudiées récemment en détail (LEMOINE, 1975; BOURBON et al. 1976; MERCIER, 1977; CHENET, 1978).

Nous avons noté les analogies suivantes:

- Les «Couches à Mytilus» des Hautes-Alpes (MERCIER, 1977) sont du même âge que la Formation des Couches à Mytilus dans les Préalpes. Plus précisément on peut corréler les niveaux à *Orbitammina* des Hautes-Alpes (situés dans le terme moyen des «Couches à Mytilus» ou «calcaires en plaquettes de la Lauze») avec la partie supérieure de la cénozone II A à *Pfenderina salernitana* et *«Lituonella» mesojurassica* (située à la base du calcaire foncé à oncolithes).
D'autre part les trois séquences de MERCIER montrent certaines analogies avec les membres de la F. des Couches à Mytilus, soit de haut en bas stratigraphiquement:

Calcaires massifs à oncolithes de Champcella (caractère mixte)	= Membre du Col de Cordon et/ou Membre du Rubli, unité du calcaire foncé à oncolithes.
Calcaires en plaques de la Lauze	= Membre du Rubli, plus particulièrement les calcschistes fossilifères.
Calcaires à Ostracodes	= Membre du Rubli, unité des calcschistes fossilifères (niv. saumâtres) et niveaux marneux, charbonneux du Membre de Chavanette.

En résumé on retrouve grossièrement les étapes du cycle transgressif de la F. des Couches à Mytilus dans les deux secteurs considérés du Briançonnais et ceci dans le même intervalle stratigraphique (Bajocien sup.-Callovien). L'âge du conglomérat (Membre de Chavanette) à la base des «Couches à Mytilus» n'est pas connu.

- Les domaines paléogéographiques marins reconnus dans les Médianes (domaines à Mytilus, intermédiaire, à Cancellophycus) peuvent aussi être distingués, au Dogger, dans la région de Briançon. Le domaine à Mytilus (avec déjà une microfaune à caractère externe, proche de celle décrite par FURRER & SEPTFONTAINE (1977) à Boltigen) le plus interne se retrouve dans la zone briançonnaise; le domaine intermédiaire a son équivalent dans le Subbriançonnais («Calcaires de Vallouise» et «Calcaires de la Rouanne», CHENET, 1978) mais au Bajocien seulement. Dans cette même zone le Bathonien montre un faciès de type «Couches à Cancellophycus» largement développé dans le bassin dauphinois.
- La «révolution du Lias supérieur» de BOURBON et al. (1973) correspond au mouvement paléotectonique de bascule vers le NW du compartiment méridional (C) et à l'émersion généralisée du Briançonnais (étape 5 fig. 37) à la limite Lias-Dogger. L'absence de fossiles marqueurs ne permet pas de dater cet événement avec précision.
- Dans les Hautes-Alpes on observe, comme dans les Préalpes, une discontinuité au passage Dogger-Malm, s'accompagnant de niveaux bréchiques («brèche des Neyzets-Télégraphe», équivalent possible du conglomérat de la Formation du Château d'Oche en Chablais) dans la zone subbriançonnaise (CHENET, 1978). Cet auteur note en outre: «une lacune de durée inconnue (Callovien p.p.?) n'est pas à exclure. Cette époque voit l'instauration d'une paléogéographie com-

pliquée, résultat de la dislocation de la plate-forme (en blocs basculés?)». L'analogie avec la phase callovo-oxfordienne de soulèvement de la bordure N-briançonnaise des Préalpes est évidemment frappante. Dans le Briançonnais s.s. MERCIER (1977) signale des surfaces d'érosion et des niveaux de condensation à cette époque, qui ne sont pas sans rappeler notre «horizon de ravinement» (SEPTFONTAINE, 1978) et les niveaux de condensation du Simmental dans le même intervalle stratigraphique.

- Dans les Hautes-Alpes le Briançonnais s'enfonce rapidement au Malm inf. pour atteindre un environnement profond «below the calcite compensation depth (CCD) in the deeper sites» (BOURBON et al., 1976); cette situation demeure inchangée pendant le reste du Malm et le Crétacé inf. Dans les Préalpes une importante phase d'émersion (Callovien sup.-Oxfordien inf.) du seuil N-briançonnais précède l'ennoiement progressif de la plate-forme briançonnaise à l'Oxfordien sup.-Kimmeridgien. Cependant le milieu reste ici peu profond, riche en organismes de mer ouverte à tests calcaires (Echinodermes, Ammonites, Protoglobigérines, etc.). Des conditions sub-récifales vont d'ailleurs très vite se développer dans le secteur méridional de la nappe (au Kimmeridgien?), conditions qui témoignent d'une dernière phase de soulèvement de la plate-forme avant un nouvel effondrement marqué par les dépôts «pélagiques» du Tithonique et du Crétacé inf. au-dessus de la CCD (ou à sa proximité pour le Crétacé inf.).

La marge continentale S de la Téthys (dans l'Apennin central et septentrional) a subi une évolution paléotectonique analogue à celle du domaine briançonnais (BERNOULLI et al., 1979) mais l'importance du rôle joué par les mouvements de bascule des blocs en présence n'est pas connue. Il est à noter que l'effondrement généralisé de la marge méridionale de la Téthys débute déjà au Lias inférieur (en Italie) à l'exception des secteurs les plus externes (Latium, Abruzzes). Des dépôts pélagiques en Ombrie et Toscagne remplaceront les faciès de plate-forme du Trias; en milieu profond les mouvements paléotectoniques (bascules, etc.) ne sont pas enregistrés dans les sédiments de manière aussi évidente que sur les plate-formes.

Par contre on a vu que dans le Briançonnais préalpin l'ennoiement généralisé de la marge continentale n'a lieu qu'à partir de l'Oxfordien moyen et les sédiments témoignent encore de conditions peu profondes. Un faciès franchement pélagique (calcaires à silex, Radiolaires et Aptichi) ne se développera dans les Médianes qu'au Crétacé inférieur.

En dernier lieu il est intéressant de tenter de retrouver la trace, dans le Briançonnais s.s., de mouvements eustatiques dont l'influence au Jurassique est largement reconnue sur la plate-forme NW-européenne (HALLAM, 1978). Cet auteur note une importante élévation du niveau général des mers aux époques suivantes: Hettangien, Toarcien, Bajocien inf., Bathonien sup.-Callovien inf., Oxfordien moyen. Dans les grandes lignes ces événements ont aussi influencés la sédimentation sur la plate-forme briançonnaise, notamment à l'Hettangien, au Bajocien (transgression des «Couches à Mytilus») et à l'Oxfordien. Ces étages sont caractérisés par des transgressions généralisées sur la terre briançonnaise.

D'autre part l'émersion quasi générale du Briançonnais au Lias sup. (stade 5 de la fig. 37) peut-être parallélisée avec l'importante baisse du niveau général des mers au Toarcien sup.-Aalénien; il en va de même pour l'importante phase régressive du Callovien sup.-Oxfordien inf. qui est à la fois le résultat d'un mouvement de surrection du seuil N-briançonnais (stade 7 de la fig. 37) et du retrait général des eaux au Callovien sup. (HALLAM, 1978).

En résumé on peut donc distinguer, dans l'évolution paléogéographique du Briançonnais:

- des cycles transgressifs ou régressifs liés à la variation générale du niveau moyen des mers (variations eustatiques, comme la transgression des «Couches à Mytilus» au Bajocien).
- des variations dans la sédimentation et la paléogéographie liées à des mouvements paléotectoniques localisés (apparition du haut fond périodiquement émergé de la zone Château d'Oche–Corbeyrier; émersion de la zone Bise–Tour d'Aï à la fin du Dogger, etc.).

Conclusions générales

A partir d'arguments litho- et biostratigraphiques nous avons tenté de reconstituer l'évolution paléogéographique et paléotectonique du domaine briançonnais préalpin (nappe des Préalpes médianes) au Jurassique.
La révision des unités lithologiques dans cet intervalle et l'étude du microfaciès nous a permis de définir des unités formelles, véritables corps sédimentaires, dont les relations géométriques mutuelles (répartition géographique, passages latéraux) et la nature des contacts lithologiques (continus ou discontinus) ont servi de base à l'interprétation paléogéographique. Sur la plate-forme briançonnaise une biozonation établie à l'aide des Foraminifères (Lituolidés principalement) nous a apporté le cadre stratigraphique indispensable à la corrélation des unités lithologiques entre les différents domaines paléogéographiques. Les Foraminifères reconnus (SEPTFONTAINE, 1977 et 1978abc; FURRER & SEPTFONTAINE, 1977) ne sont pas endémiques au domaine briançonnais, mais largement répartis sur les plate-formes carbonatées des bordures de la Téthys. De ce fait ces microrganismes ont permis une certaine approche chronostratigraphique.
La connaissance des dépôts à faciès briançonnais (dépôts de plate-forme) était jusqu'alors rudimentaire et nos travaux ont montré que bien des interprétations, tant litho- que biostratigraphiques, acceptées par les anciens auteurs, étaient imprécises ou inexactes:

- Les «Couches à Mytilus» sont restreintes au Dogger (Bajocien sup.-Callovien) et ne «montent» pas dans le Malm. L'âge du conglomérat situé sous ces couches (Membre de Chavanette) n'est pas connu avec précision faute de fossiles. Un diachronisme à l'intérieur des «Couches à Mytilus» a pu être mis en évidence le long des rivages SW et SE, soulignant la transgression sur la terre briançonnaise (discordance progressive).
- La barre calcaire du «Malm» des anciens auteurs est en grande partie composée de carbonates néritiques (Formation de Sommant et F. des Couches à Mytilus) appartenant au Dogger sup.
- Le passage lithologique des unités du Dogger au Malm n'est pas progressif. Une importante discontinuité («horizon de ravinement») sépare la F. de Sommant et la F. des Couches à Mytilus de l'unité des calcaires sublithographiques.
- Le contact des unités du Malm/Trias supérieur dans la zone Château d'Oche-Corbeyrier était interprété par les auteurs récents comme un chevauchement tectonique au milieu des Plastiques. Il s'agit en réalité d'une importante zone lacunaire, caractérisée par des paléofailles apparues au Lias inférieur («géanticlinal A2» de PETERHANS, 1926).

L'évolution paléogéographique complexe des Médianes reflète l'instabilité du domaine briançonnais, élément de la marge continentale N-téthysienne en distension pendant le Jurassique:

Le Lias est surtout marqué par le développement d'une plate-forme à Crinoïdes au N et à proximité de la zone de paléofailles Château d'Oche-Corbeyrier (qui se prolonge vers l'E jusqu'au Stockhorn). Les bandes isopiques s'étalent selon une direction générale SW-NE (sauf dans le SW du Chablais) qui ne variera plus pendant tout le Jurassique. C'est la direction des paléofailles normales qui découpent le seuil briançonnais en blocs ou compartiments tectoniques à cette époque.
Au Dogger, après une importante phase d'émersion («révolution du Lias supérieur» de BOURBON et al., 1973) on observe l'installation progressive d'une plate-forme carbonatée «bahamienne» (dès l'Aalénien dans le SW) comprenant un seuil, caractérisé par des dépôts de haute énergie, oolithes, Coraux (le domaine intermédiaire) et un lagon vers le SE (le domaine à Mytilus) limité au S par la terre briançonnaise, relief karstifié à forte couverture végétale. Dès le Callovien nous avons pu mettre en évidence un important mouvement paléotectonique (phase callovo-oxfordienne de soulèvement) provoquant l'émersion du seuil N-briançonnais et l'érosion des séries carbonatées de la plate-forme du Dogger (création de la zone lacunaire Bise-Tour d'Aï).
Au Malm (dès l'Oxfordien moyen) une mer ouverte, peu profonde, transgresse progressivement sur l'ensemble du Briançonnais préalpin. Des conditions uniformes de faciès règnent alors sur ce territoire (calcaire à microncolithes et Protoglobigérines). Dès le Kimmeridgien un nouveau dispositif carbonaté s'installe, avec une plate-forme coralligène dans le secteur méridional (Rigides).
Au Crétacé inférieur des conditions de mer profonde (Radiolaires, Aptichi, silex) font leur apparition dans le Subbriançonnais, recouvrant probablement aussi l'ancienne plate-forme briançonnaise.

La répartition des faciès et l'évolution paléogéographique permettent de démontrer que le Briançonnais préalpin est composé d'au moins 2 blocs ou compartiments tectoniques principaux (B et C, respectivement NW et SE-briançonnais), découpés par des paléofailles normales orientées SW-NE. Ces compartiments sont soumis à des mouvements d'oscillation presque constants. Ce sont les mouvements alternatifs de bascule (vers le NW ou le SE), symétriques ou non, des compartiments B et C qui sont à l'origine d'événements localisés transgressifs et régressifs sur la plate-forme, alors que les variations eustatiques (HALLAM, 1978) sont responsables notamment de la transgression des «Couches à Mytilus» (et de la Formation de Sommant) sur le seuil N-briançonnais

au Bajocien et de l'ennoiement généralisé de la plate-forme à l'Oxfordien. Un troisième élément paléotectonique dans le SW du Chablais (l'écaille de la Haute-Pointe, bloc médian du compartiment A) a suivi une évolution particulière au Dogger, indépendante de celle qui a été reconnue dans les compartiments B et C. Dans le massif de la Haute-Pointe les lignes isopiques au Dogger sont perpendiculaires à la direction générale des domaines paléogéographiques dans le reste des Médianes (SEPTFONTAINE & LOMBARD, 1976). Ce massif a subi un mouvement de bascule progressif vers le SW au cours du Bajocien-Bathonien (donc orienté perpendiculairement par rapport aux mouvements des blocs B et C) et n'a pas été influencé par la phase callovo-oxfordienne de soulèvement du reste des Médianes. Au contraire ce compartiment s'enfonce dès la fin du Dogger, un peu avant la grande transgression oxfordienne.
On pourrait mettre en relation les paléofailles normales, qui découpaient le Briançonnais en compartiments tectoniques, avec les grands décrochements transformants(?) senestres qui ont affecté la plaque européenne et le domaine piémontais selon une direction E–W (LAUBSCHER & BERNOULLI, 1976; BOURBON et al., 1976; BERNOULLI & LEMOINE, 1980, etc.). Localement ces décrochements auraient provoqué l'apparition de paléofailles normales, d'orientation SW–NE (zone Château d'Oche–Corbeyrier) et l'apparition de mouvements compressifs (perpendiculairement aux paléofailles) qui pourraient expliquer certains mouvements de bascule symétriques comme la phase callovo-oxfordienne de soulèvement du seuil N-briançonnais (zone Bise–Tour d'Aï).
Une comparaison avec le Briançonnais montre qu'il existe de fortes analogies paléogéographiques et paléotectoniques entre ces deux secteurs de la marge continentale N-téthysienne (style paléotectonique, âge des «Couches à Mytilus», évolution paléogéographique et paléotectonique de la marge continentale depuis sa naissance au Lias jusqu'à sa disparition au cours du Jurassique sup.-Crétacé inf., BAUD & SEPTFONTAINE, 1980).
Quelques différences sont cependant à signaler, par exemple l'évolution paléotectonique complexe au Dogger du seuil N-briançonnais dans les Préalpes (individualisation d'un domaine intermédiaire; phase de surrection callovo-oxfordienne) qui ne paraît pas être aussi marquée dans les Hautes-Alpes. D'autre part l'effondrement de la marge N-téthysienne à l'Oxfordien moyen est un événement de courte durée (et de faible amplitude) dans les Préalpes et une plate-forme carbonatée néritique succède à ce mouvement avorté (il faut attendre le Crétacé pour qu'un faciès marin profond s'installe dans les Médianes); par contre dans les Hautes-Alpes l'effondrement de la plate-forme est définitif et de grande amplitude (sédiments déposés sous la CCD, BOURBON et al., 1976) dès l'Oxfordien.

Bibliographie

American commission on stratigraphic nomenclature (1970): Code of stratigraphic nomenclature. – Numéro spéc. Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol., 1-22.

Andrey, J-D. (1974): Géologie de la partie orientale du massif des Bruns (Préalpes fribourgeoises). – Thèse Univ. Fribourg, 1-261.

Arkell, W.J. (1956): Jurassic Geology of the World. – Oliver & Boyd (Ed.), Edinburgh & London.

Aurouze, F., Bellon, J., Bizon, J.-J. et Journel, G. (1956): Sur la présence du genre *Kilianina* dans le Bassin de Paris. – Bull. Soc. geol. France 6, 6/15, 221-225.

Badoux, H. & De Weisse, G. (1959): Les bauxites siliceuses de Dréveneuse. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 67, 169-177.

Badoux, H. (1962): Géologie des Préalpes valaisannes (Rive gauche du Rhône).-Matér. Carte géol. Suisse (n.s.) 113, 1-86.

Badoux, H. & Mercanton, C.-H. (1962): Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes médianes du Chablais. – Eclogae geol. Helv. 55/1, 135-188.

Badoux, H. et al. (1965): Carte géologique Thonon-Châtel au 1:50000. – Carte géologique détaillée de la France.

Badoux, H., et al. (1960): Carte géologique Monthey au 1:25000. – Atlas géologique de la Suisse, feuille 37.

Badoux, H. et al. (1965): Carte géologique Montreux au 1:25000. – Atlas géologique de la Suisse, feuille 47.

Baud, A. (1965): Géologie de la région du col des Mosses. – Trav. diplôme, Univ. Lausanne, inédit.

Baud, A. (1972): Observations et hypothèses sur la géologie de la partie radicale des Préalpes médianes. – Eclogae geol. Helv. 65/1, 43-55.

Baud, A. & Masson, H. (1975): Preuves d'une tectonique liasique de distension dans le domaine briançonnais: failles conjuguées et paléokarst à Saint-Triphon (Préalpes Médianes, Suisse). – Eclogae geol Helv. 68/1, 131-145.

Baud, A. & Megard-Galli, J. (1975): Modèle d'évolution d'un bassin carbonaté du domaine marin alpin durant la phase préocéanique: cycles et rythmes dans le Trias de la zone briançonnaise des Alpes occidentales et des Préalpes. – 9e Congr. int. Sédimentol., Nice 5/1, 45-50.

Baud, A., Masson, H. & Septfontaine, M. (1979): Karsts et paléotectonique jurassiques du domaine briançonnais des Préalpes. – Symp. sédimentation jurass. W-europ., Paris 1977, A.S.F. Publ. spéc. 1, 441-452.

Baud, A. & Septfontaine, M. (1980): Présentation d'un profil palinspastique de la nappe des Préalpes médianes en Suisse occidentale. – Eclogae geol. Helv. 73/2, 651-660.

Beck, P. (1919): Die Tektonik der Klippendecke. – Manuscrit non publié, Univ. Berne.

Beck, P. & Gerber, E. (1925): Carte géologique Thun – Stockhorn au 1:25000. Spezialkarte Nr.96 – Geol. Komm. der natf. Ges.

Bernoulli, D., Kälin, O. & Patacca, E. (1979): A sunken continental margin of the mesozoic Tethys: the Northern and Central Apennines. – Symp. sédimentation jurass. W – europ., Paris 1977, A.S.F. Publ. spéc. 1, 197-210.

Bernoulli, D. & Lemoine, M. (1980): Birth and early evolution of the Tethys: the overall situation. – Coll. C 5, Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys, 26e Congr. géol. int. Paris, 1980. – Mém. Bur. Rech. géol. min. 115, 168-179.

Bertrand, M. (1983): Le Môle et les collines du Faucigny (Haute-Savoie). - Bull. Serv. Carte géol. France 32/4, 1-49.

Bourbon, M., De Graciansky, P.-C., Megard-Galli, J. & Lemoine M. (1973): L'évolution paléogéographique du domaine briançonnais au Mésozoique: carbonates de plate-forme subsidente, révolution du Lias supérieur, instauration progressive d'un régime pélagique profond. – C.R. Acad. Sci. (Paris) 277, sér. D, 769-772.

Bourbon, M., Caron, J.-M., De Graciansky, P.-C., Lemoine, M., Megard-Galli, J., & Mercier, D. (1976): Mesozoic Evolution of the Western Alps: Birth and development of part of the spreading Tethys and of its European Continental Margin. – Symp. Histoire structurale des bassins méditerranéens, Split 1976. Ed. Technip., Paris.

Campana, B. (1943): Géologie des nappes préalpines au Nord-Est de Château d'Oex. – Matér. Carte géol Suisse (n.s.) 82, 1-64.

Caron, C. (1972): La nappe supérieure des Préalpes: Subdivisions et principaux caractères du sommet de l'édifice préalpin. – Eclogae geol. Helv. 65/1, 57-73.

Caron, C. (1976): La nappe du Gurnigel dans les Préalpes. – Eclogae geol. Helv. 69/2, 297-308.

Chaix, A. (1913): Géologie des Brasses (Haute-Savoie). – Eclogae geol. Helv. 12, 501-601.

Chaix, A. (1928): Géologie de Miribel (Haute-Savoie). – Eclogae geol. Helv. 21, 22-51.

Chamot, G.-A. (1961): La nappe des Préalpes Médianes entre les Cornettes de Bise et le col du Corbier (Chablais français). – Bull. Lab. Géol. etc. Mus. géol. Univ. Lausanne 131, 1-86.

Chateauneuf, J.-J., Debelmas, J., Feys, R., Lemoine, M. & Ragot, J.-P. (1973): Premiers résultats d'une étude des charbons jurassiques de la zone briançonnaise. – C.R. Acad. Sci. (Paris) 276, sér. D, 1649-1652.

Chatton, M. (1947): Géologie des Préalpes médianes entre Gruyères et Charmey (Région de la Dent de Broc). – Mém. Soc. fribourg. Sci. nat. 13, 1-128.

Chenet, P.-Y. (1978): La marge téthysienne au Mésozoïque dans le secteur subbriançonnais entre Gap et le col du Galibier (Alpes occidentales françaises). – Thèse de 3e cycle, Univ. Paris 6.

Chenevart, Ch. (1945): Les nappes des Préalpes médianes et de la Simme dans la région de la Hochmatt. – Mém. Soc. fribourg. Sci. nat. 12, 1-213.

Dunham, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAM (Ed.), Classification of carbonate rocks. – Amer. Assoc. Petroleum Geol., Mem. 1, 108-121.

Favre, E. & Schardt, H. (1887): Description géologique des Préalpes du canton de Vaud et du Chablais. – Matér. Carte géol. Suisse 11, 1-636.

Favre, G. (1952): Les Préalpes médianes entre l'Hongrin inférieur et la Sarine (Région de la Dent de Corjon). – Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. 41, 41-120.

Furrer, U. (1979): Stratigraphie des Doggers der östlichen Préalpes médianes. – Eclogae geol. Helv. 72/3, 623-672.

Furrer, U. & Septfontaine, M. (1977): Nouvelles données biostratigraphiques (à l'aide des Foraminifères) dans le Dogger à faciès briançonnais des Préalpes médianes romandes (Suisse). Eclogae geol. Helv. 70/3, 717-737.

Gagnebin, E. (1940): Le front de la nappe de la Brèche et les plis des Préalpes médianes entre la Haute-Pointe et le Roc d'Enfer. – Bull. Lab. Géol. etc. Mus. géol. Univ. Lausanne 68, 1-22.

Genge, E. (1958): Ein Beitrag zur Stratigraphie der südlichen Klippendecke im Gebiet Spillgerten-Seehorn (Berner Oberland). Eclogae geol. Helv. 51/1, 151-211.

Gerber, E. (1919): Über den Aufbau des Wirtneren- oder Langeneckgrates (westlich von Blumenstein). – Mitt. natf. Ges. Bern, p.28.

Gillieron, V. (1873): Aperçu géologique sur les Alpes de Fribourg en général et description spéciale du Monsalvens. – Matér. Carte géol. Suisse 12, 1-273.

GILLIERON, V. (1885): Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne compris dans la feuille XII entre le lac de Neuchâtel, et la crête du Niesen. - Matér. Carte géol. Suisse 18, 1-523.

GILLIERON, V. (1886): La faune des Couches à Mytilus considérée comme phase méconnue de la transformation de formes animales. - Verh. natf. Ges. Basel 8, 133-164.

GISIGER, M. (1967): Géologie de la région Lac Noir-Kaiseregg-Schafberg (Préalpes médianes plastiques fribourgeoises et bernoises). - Eclogae geol. Helv., 60/1, 237-350.

GROSS, A. (1965): Contribution à l'étude du Jurassique moyen et supérieur des Préalpes médianes vaudoises. - Eclogae geol. Helv., 58/2, 743-788.

Groupe de travail pour la terminologie stratigraphique (1973): Recommandations pour l'utilisation de la nomenclature stratigraphique (particulièrement lithostratigraphique) en Suisse. - Eclogae geol. Helv. 66/2, 486-492.

GUŠIĆ, I. (1977): A new foraminiferal family, Biokovinidae, from the Jurassic of the Dinarids and its phylogenetic relationships. - Palaeontologia jugosl. 18, 1-31.

HALLAM, A. (1978): Eustatic cycles in the Jurassic. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 23, 1-32.

HARPE, PH. DE LA (1885): Houille kimmeridgienne du Bas-Valais. - Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 4, 304-310.

HAUER, F.R., VON (1867): Geologische Übersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie nach den Aufnahmen der k.k. geologischen Reichsanstalt. - Jb. k.k. geol. Reichsanst. 4, p. 764.

HAUG, E. (1911): Traité de Géologie. - Colin (Ed.) Paris.

HOMEWOOD, P.W. (1977): Ultrahelvetic and North-Penninic Flysch of the Prealps: A general account. - Eclogae geol. Helv. 70/3, 627-641.

JEANNET, A. (1912/1913): Monographie géologique des Tours d'Aï et des régions avoisinantes (Préalpes vaudoises) - Première partie. - Matér. Carte géol. Suisse (n.s.) 32/1, 1-466.

JEANNET, A. (1918): Monographie géologique des Tours d'Aï et des régions avoisinantes (Préalpes vaudoises) - Deuxième partie. - Matér. Carte géol. Suisse (n.s.) 34/2, 467-701.

LAUBSCHER, H.P. & BERNOULLI, D. (1976): Mediterranean and Tethys. - In: A.E.M. NAIRN, F.G. STEHLI & W.H. KANES (Eds): The Ocean Basins and Margins. IV Mediterranean. - Plenum Publ. Corp., New York, 1-26.

LAURENT, R. (1963): Géologie de la région de Mieussy et du Roc de Don. Préalpes médianes du Chablais. - Trav. diplôme Univ. Genève, 1-98.

LEMOINE, M. (1953): Remarques sur les caractères et l'évolution de la paléogéographie de la zone briançonnaise au Secondaire et au Tertiaire. - Bull. Soc. géol. France 6/3, Fasc. 1-3, 105-131.

LEMOINE, M. (1975): Mesozoic sedimentation and Tectonic evolution of the Briançonnais zone in the Western Alps. Possible evidence for an Atlantic type margin between the European Craton and the Tethys. - 9e Congr. int. Sédimentol. Nice 9, 211-216.

LOMBARD, And. (1940): Les Préalpes médianes entre le Risse et Somman (Vallée du Giffre, Haute-Savoie). - Eclogae geol. Helv. 33/1, 53-178.

LOMBARD, And. (1974): Principaux résultats obtenus au Môle et à la Pointe d'Orchez (Haute-Savoie, France). - C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève (n.s.) 9/1, 51-56.

LOMBARD, And. (1977): Profil géologique du flanc sud du Môle (Haute-Savoie, France). - C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève (n.s.) 12/1, 38-41.

LOMBARD, AUG., AEPLI, A., ANDRAU, E.W.K., et al. (1974): Feuille Les Mosses au 1:25000 (no 64). - Atlas géol. Suisse 1:25000, Comm. géol. de la Soc. helv. des Sci. nat.

LONFAT, F. (1965): Géologie de la partie centrale des Rochers de Château-d'Œx: Rubli-Gummfluh. - Matér. Carte géol. Suisse (n.s.) 120.

LORIOL, P. DE & SCHARDT, H. (1883): Etude paléontologique et stratigraphique des Couches à Mytilus des Alpes vaudoises. - Mém. Soc. paléont. Suisse 10, 1-140.

LUGEON, M. (1895): La région de la Brèche du Chablais. - Bull. Serv. Carte géol. France 7/49, 337-646.

LUGEON, M. (1940): Feuille Diablerets au 1:25000.- Atlas géol. de la Suisse, Comm. géol. de la Soc. helv. des Sci. nat.

LUGEON, M. & GAGNEBIN, E. (1941): Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. - Bull. Lab. Géol. etc. Mus. géol. Univ. Lausanne 72 et Mém. Soc. vaud. Sci. nat. 7/1, 1-90.

MASSON, H. (1976): Un siècle de géologie des Préalpes: de la découverte des nappes à la recherche de leur dynamique. - Eclogae geol. Helv. 69/2, 527-575.

MAUTNER, J. (1963): Géologie de la région comprise entre Bellevaux-Seytroux-La Chèvrerie (Préalpes médianes de Savoie). - Trav. diplôme Univ. Lausanne.

MAYNC, W. (1972): *Lituonella mesojurassica* n.sp. from the Mytilus Dogger of the swiss Prealps. - Rev. españ. Micropaleont. 4/2, 251-266.

MERCIER, D. (1977): Les modalités de la transgression jurassique dans la zone briançonnaise (région de Briançon, Hautes-Alpes). Etude stratigraphique et sédimentologique. - Thèse de 3e cycle, Univ. Paris 6, inédit.

MUTTI, E. & RICCI LUCCI, F. (1975): Turbidites facies and facies associations. - 9e Congr. int. Sédimentol., Nice, 21-36.

NICOL, G. (1956): Geologie der östlichen Stockhornkette. - Mitt. natf. Ges. Bern (n.s.) 13, 153-243.

ORLOFF, P. (1962): Les Préalpes médianes entre le Risse et Chavan. - Trav. diplôme Univ. Lausanne, inédit.

PAGE, C. (1969): Observations géologiques sur les Préalpes au NW des Gastlosen orientales. - Thèse, Univ. Fribourg, 1-177.

PETERHANS, E. (1926): Etude du Lias et des géanticlinaux de la nappe des Préalpes médianes entre la vallée du Rhône et le lac d'Annecy. - Mém. Soc. helv. Sci. nat. 62/2, 191-344.

PETERHANS, E. (1929): Les Chaetétidés du Lias et du Dogger. - Eclogae geol. Helv. 22/2, 113-131.

PLANCHEREL, R. & WEIDMANN, M. (1972): La zone anticlinale complexe de la Tinière (Préalpes médianes vaudoises). - Eclogae geol. Helv. 65/1, 75-91.

PLANCHEREL, R. (1976): Essai d'interprétation de la dislocation transversale Bellegarde-Lac Noir (Préalpes médianes fribourgeoises). - Eclogae geol. Helv. 69/2, 461-469.

PLANCHEREL, R. (1979): Aspects de la déformation en grand dans les Préalpes médianes plastiques entre Rhône et Aar. - Eclogae geol. Helv. 72/1, 145-214.

PUGIN, L. (1951): Les Préalpes médianes entre le Moléson et Gruyères (Préalpes fribourgeoises). - Eclogae geol. Helv. 44/2, 209-297.

PURSER, B.H. (1980): Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. - Ed. Technip, Paris, 1-182.

RABOWSKI, F. (1918): Sur l'âge des Couches à Mytilus. - P.V. Soc. vaud. Sci. nat. 18 décembre, 1-5.

RENEVIER, E. (1868): Quelques observations géologiques sur les Alpes de la Suisse centrale comparées aux Alpes vaudoises. - Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 10, p. 55.

RENZ, H.H. (1935): Zur Stratigraphie und Palaeontologie der Mytilus-Schichten im östlichen Teil der Préalpes romandes. - Eclogae geol. Helv. 28/1, 141-247.

REVERTERA, C. Gf. (1926): Auszug aus der geologischen Monographie der Kette des Mt Cray. - Thèse, Univ. Fribourg, 128 p. Thomas et Hubert, Weida i. Thür.

RIGASSI, D. (1960): Quelques problèmes de Géologie géométrique. - Bull. Ver. schweiz. Petroleum - Geol. u.-Ing. 26/71, 75-82.

SCHARDT, H. (1884): Etudes géologiques sur le Pays d'Enhaut vaudois. - Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 20/90, 1-182.

SCHARDT, H. (1893): Sur l'origine des Préalpes romandes. - Arch. Sci. phys. nat. 3/30, 570-583.

SCHARDT, H. (1898): Les régions exotiques du versant N des Alpes suisses. - Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 34, 114-219.

SEPTFONTAINE, M. (1971): Etude micropaléontologique et stratigraphique du Lias supérieur et du Dogger des Préalpes médianes romandes (Suisse). - Résumé de thèse No. 1554, Genève, 1-33.

SEPTFONTAINE, M. (1976): Nouvelle interprétation tectonique du massif de la Haute-Pointe, région de Mieussy (Haute-Savoie, France). - Arch. Sci. Genève 29/3, 373-286.

SEPTFONTAINE, M. (1976): Microfaciès et diagenèse de quelques niveaux jurassiques des Préalpes médianes du Chablais occidental (Haute-Savoie, France). - Eclogae geol. Helv. 69/1, 39-61.

SEPTFONTAINE, M. & LOMBARD, And. (1976): Le Jurassique des Préalpes médianes dans le Sud-Ouest du Chablais (Haute-Savoie, France). Cadre tectonique et lithostratigraphique. - Eclogae geol. Helv. 69/2, 425-460.

SEPTFONTAINE, M. (1977): Niveaux à Foraminifères (Pfenderininae et Valvulininae) dans le Dogger des Préalpes médianes du Chablais occidental (Haute-Savoie, France). - Eclogae geol. Helv. 70/2, 599-625.

SEPTFONTAINE, M. (1977): *Bullopora tuberculata* (SOLLAS) et autres Foraminifères fixés du Dogger des Préalpes médianes. Relations avec le microfaciès. - Arch. Sci. Genève 30/1, 65-76.

SEPTFONTAINE, M. (1978 a): Les genres *Pfenderina* HENSON 1948 et *Lituonella* SCHLUMBERGER 1905 (Foraminifères) dans le Dogger briançonnais des Préalpes; implications biostratigraphiques pour le domaine des Couches à Mytilus et relations avec la province mésogéenne. - Eclogae geol. Helv. 71/2, 321-345.

SEPTFONTAINE, M. (1978 b): Présence d'*Archaeosepta platierensis* WERNLI, 1970 dans le Jurassique briançonnais des Préalpes. Importance stratigraphique; relation avec le microfaciès et la paléogéographie. - Notes Lab. de Paléont. Univ. Genève 2, 1-5.

SEPTFONTAINE, M. (1978 c): *Chablaisia* n. gen., un nouveau genre de Foraminifère du Jurassique briançonnais (nappe des Préalpes médianes). - Arch. Sci. Genève 31/1, 39-50.

SEPTFONTAINE, M. (1979): Interprétation paléotectonique de la bordure septentrionale du domaine briançonnais (Préalpes médianes) au Jurassique d'après des nouvelles données bio- et lithostratigraphiques - Note préliminaire. - Notes Lab. Paléont. Univ. Genève 5/3, 25-35.

SEPTFONTAINE, M. (1980): Les Foraminifères imperforés des milieux de plate-forme au Mésozoique: détermination pratique, interprétation phylogénétique et utilisation biostratigraphique. - Rev. Micropaléont. 23, 3/4, 169-203.

SPICHER, J.-P. (1965): Géologie des Préalpes médianes dans le massif des Bruns. - Eclogae geol. Helv. 58/1, 591-742.

SPOORENBERG, J. (1952): Les Préalpes médianes au NW de Château-d'Oex. - Thèse, Univ. Fribourg. Public. Inst. Geol. Univ. Fribourg, 91 p.

STUDER, B. (1853): Geologie der Schweiz. - Bern und Zürich, 1-497.

THURY, M. (1973): Der Lias der östlichen Préalpes médianes zwischen Boltigen und Spiez. - Thèse, Univ. Berne, inédite.

TRÜMPY, R. (1949): Deux faunules kimméridgiennes des Préalpes médianes du Chablais (Haute-Savoie). - Eclogae geol. Helv. 42/2, 419-426.

TRÜMPY, R. (1957): Quelques problèmes de paléogéographie alpine. - Bull. Soc. géol. France 6/7, 443-461.

TRÜMPY, R. (1960): Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. - Bull. geol. Soc. Amer. 71, 843-908.

TWERENBOLD, E. (1955): Les Préalpes entre la Sarine et les Tours d'Aï (Région des Monts Chevreuils). - Thèse, Univ. Fribourg, et Imp. St-Paul, 116 p.

VERNET, J.-P. (1964): Latérite alumineuse jurassique dans la nappe des Préalpes médianes du Chablais (Savoie). - Bull. Groupe Français des Argiles 15 [n. s.] 10, 39-46.

WEID, J. VON DER (1961): Géologie des Préalpes médianes au SW du Moléson (Préalpes fribourgeoises). - Eclogae geol. Helv. 53/2, 521-624.

WEIDMANN, M., HOMEWOOD, P., CARON, C. & BAUD, A. (1976): Réhabilitation de la «Zone Submédiane» des Préalpes. - Eclogae geol. Helv. 69/2, 265-277.

WEISS, H. (1949): Stratigraphie und Mikrofauna des Klippenmalm. - Thèse Univ. Zurich, et Affoltern am Albis, Weiss, 305 p.

WENGEN, W. (1924): Geologische Untersuchungen im Gebiete des Vanil-Noir (Gruyère). - Thèse, ETH Zürich, no. 376, 131 p.

WERNLI, R. (1970): *Archaeosepta platierensis* WERNLI, n. gen., n. sp., un nouveau Foraminifère du Dogger du Jura méridional. - C.R. Soc. phys. Hist. nat. Genève [n. s.] 5/1, 87-93.

WERNLI, R. & SEPTFONTAINE, M. (1971): Micropaléontologie comparée du Dogger du Jura méridional (France) et des Préalpes Médianes Plastiques romandes (Suisse). - Eclogae geol. Helv. 64/3, 437-458.

WILCOX, R.E., HARDING, T.P. & SEELY, D.R. (1973): Basic wrench tectonics. - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 57/1, 74-96.

Annexe

Liste des coupes géologiques étudiées

Les numéros des coupes correspondent à ceux de la fig. 25; les coordonnées sont présentées dans l'ordre croissant des abscisses (d'ouest en est) et indiquent généralement la base stratigraphique des coupes.

A. Carte de France au 1:20000

1	Les Brasses I (Prévières)	916,55/134,85	Annemasse nº 8
2	Colline de Beroux	916,60/130,00	Annemasse nº 8
3	Les Brasses II	916,80/135,80	Annemasse nº 8
4	Flanc E du Môle	918,75/131,20	Annemasse nº 8
5	Rocher Blanc	918,75/133,40	Annemasse nº 8
6	Onnion I	918,80/138,05	Annemasse nº 8
7	Col du Réservoir	919,10/130,60	Annemasse nº 8
8	Pouilly	919,10/136,35	Annemasse nº 8
9	Roc de Don I	919,55/135,70	Annemasse nº 8
10	Onnion II	920,80/139,85	Samoëns nº 1
11	Roc de Don II	921,30/134,05	Samoëns nº 5
12	Cluse du Giffre	921,80/133,65	Samoëns nº 5
13	Mont Mailly I	923,70/133,25	Samoëns nº 5
14	Mont Mailly II	924,10/132,70	Samoëns nº 5
17	Roche Palud	924,40/135,55	Samoëns nº 5
18	Rocher d'Ombre	924,45/144,05	Samoëns nº 1
19	Geblu	924,50/135,20	Samoëns nº 5
20	Pointe de la Rovagne	924,55/138,00	Samoëns nº 5
22	Escaliers de Sommant	924,80/137,40	Samoëns nº 5
23	Col de Cordon	924,85/138,50	Samoëns nº 5
24	Arête SSW Haute-Pointe	924,95/138,70	Samoëns nº 5
25	Chapelle St Gras	925,00/134,00	Samoëns nº 5
26	Col de Chavanette	925,05/139,55	Samoëns nº 1
27	Couloir SSW Haute-Pointe	925,10/139,10	Samoëns nº 1
28	Cherny I	925,10/144,95	Samoëns nº 1
29	Arête de Chavanette	925,15/139,75	Samoëns nº 1
30	Cherny II	925,20/144,45	Samoëns nº 1
31	Arête E Haute-Pointe	925,25/139,25	Samoëns nº 1
32	Pointe d'Orchez	925,65/130,70	Samoëns nº 5
33	Les Briffes	925,75/133,50	Samoëns nº 5
34	Grange Chavan	925,90/140,05	Samoëns nº 1
35	Les Suets I	926,10/132,70	Samoëns nº 5
36	Les Suets II	926,25/132,25	Samoëns nº 5
38	Vésine	926,50/139,45	Samoëns nº 2
39	Pététoz*	926,70/141,65	Samoëns nº 2
40	Pointe de la Balme	927,00/146,40	Samoëns nº 2
41	La Chèvrerie I*	927,50/143,15	Samoëns nº 2
42	La Chèvrerie II*	927,50/143,35	Samoëns nº 2
43	La Vernaz	927,88/155,42	Thonon-Les Bains nº 6
46	Darbon (Planay aux Chèvres)	937,30/156,90	Thonon-Les Bains nº 7
46a	Bonnevaux	933,36/154,10	Thonon-Les Bains nº 7
46b	Sémy (Revenette)	935,99/155,60	Thonon-Les Bains nº 7
46c	Fiogères	934,74/154,12	Thonon-Les Bains nº 7
47	Dent d'Oche	937,45/159,80	Thonon-Les Bains nº 3
48	Mont Chauffé	938,30/153,45	Thonon-Les Bains nº 7
49	Château d'Oche I	939,30/159,25	Thonon-Les Bains nº 8
50	Château d'Oche II	939,60/159,40	Thonon-Les Bains nº 8
51	Chalets de Bise	940,55/157,60	Thonon-Les Bains nº 8
52	Chalets de Neuteu	940,90/159,65	Thonon-Les Bains nº 4
53	Pas de la Bosse	941,28/157,00	Thonon-Les Bains nº 8
54	Chalets de Chevennes	942,77/155,22	Thonon-Les Bains nº 8
56	La Calaz	942,97/157,52	Thonon-Les Bains nº 8
57	Col d'Outanne	945,26/155,68	Thonon-Les Bains nº 8

* Coupes non représentées sur la fig. 25

B. Carte nationale de la Suisse au 1:25000

58	En l'Au	550,38/132,85	Monthey 1284
59	La Chauméný	553,15/135,35	Montreux 1264
60	Torgon	556,30/130,00	Monthey 1284
61	Torrent de la Greffe	557,60/127,60	Monthey 1284
62	Pointe de Bellevue	557,80/123,10	Monthey 1284
63	L'Avançon	557,85/130,10	Monthey 1284
64	Pointe de Dréveneuse	558,15/123,50	Monthey 1284
65	Sex de la Sarse I	562,08/134,34	Montreux 1264
65a	La George (S de Roche)	561,15/133,65	Montreux 1264
66	Nairecou	562,90/134,25	Montreux 1264
67	Sex de la Sarse II	563,10/134,70	Montreux 1264
68	Malatraix	563,50/138,40	Montreux 1264
68a	Ravin de Collondaires	564,20/141,60	Montreux 1264
68b	Pointe d'Aveneyre (Col Sud)	565,80/140,30	Montreux 1264
69	Soladier	563,94/147,12	Châtel St Denis 1244
70	Vieille Chaux	566,66/153,33	Châtel St Denis 1244
71	Chalets des Ponty	567,05/130,95	Monthey 1284
72	Petit Plané	567,36/156,00	Châtel St Denis 1244
73	Vuargny	568,10/131,75	Les Diablerets 1285
73a	Joux des Loerettes	568,43/135,39	Les Diablerets 1285
74	Marivue	568,50/153,30	Château d'Œx 1245
75	Pont de la Tine	569,82/147,08	Château d'Œx 1245
76	Beauregard-Planachaux	570,45/143,85	Les Mosses 1265
77	Le Torrent sur Lessoc	571,96/149,45	Château d'Œx 1245
77a	Les Mérils	575,18/147,82	Château d'Œx 1245
78	L'Hongrin	572,75/141,25	Les Mosses 1265
79	Machereux	576,60/159,70	Gruyères 1225
80	Le Motèlon	577,98/161,88	Gruyères 1225
81	Arête de Coumatta	578,20/142,80	Les Mosses 1265
82	La Chaudanne	573,75/145,85	Les Mosses 1265
83	Gérignoz (Les Granges)	578,68/146,88	Château d'Œx 1245
84	La Laitemaire	579,24/148,90	Château d'Œx 1245
85	Les Craux	579,61/160,88	Gruyères 1225
86	La Fulateyre	579,82/161,82	Gruyères 1225
87	Gummfluh I	581,30/143,00	Les Mosses 1265
88	Gummfluh II	581,65/143,12	Les Mosses 1265
89	Rocher des Rayes	581,85/152,80	Château d'Œx 1245
90	Rubli	581,87/145,45	Les Mosses 1265
91	Sur Combe	581,95/143,20	Les Mosses 1265
92	La Hochmatt	582,60/159,00	Gruyères 1225
93	Wandfluh	585,30/156,50	Zweisimmen 1246
94	Schopfenspitz	585,70/162,50	Boltigen 1226
95	Staldengraben	588,32/167,61	Boltigen 1226
96	Kaiseregg	590,60/167,45	Boltigen 1226
97	Pfadfluh	591,95/162,85	Boltigen 1226
98	Langel I	592,85/164,70	Boltigen 1226
98a	Rotenflue	592,00/164,27	Boltigen 1226
99	Langel II	593,00/164,90	Boltigen 1226
100	Chlusflue	593,60/164,55	Boltigen 1226
101	Holzerhorn	594,55/165,55	Boltigen 1226
102	Ebnetalp	594,85/165,65	Boltigen 1226
103	Seehorn	601,90/157,20	Zweisimmen 1246
103a	Fromattgrat	600,85/156,30	Zweisimmen 1246
103b	N de Scheidegg	600,75/155,20	Zweisimmen 1246
104	Sulzgraben	604,54/173,74	Thun 1207
105	Fallbach*	605,32/174,71	Thun 1207
106	Stockenflue	605,50/169,50	Niesen 1227
107	Abendberg	606,95/163,30	Niesen 1227
108	Wildenbach	608,05/168,90	Niesen 1227
109	Wildenberg I	610,05/169,10	Niesen 1227
110	Wildenberg II (Bomad)	610,25/169,05	Niesen 1227
111	Wimmis	614,23/169,01	Niesen 1227

Liste des figures dans le texte

Planches I–XI

Planche I

Fig. 1–3.
Formation de la Haute-Pointe (Callovien-Oxfordien inf. ?).

Fig. 1.
Vue de la falaise au NE du Col de Cordon (coord. 924,85/138,50), localité type de la formation (B). Le contact avec le Membre du Col de Cordon (A) est visible à droite de la photo.
Massif de la Haute-Pointe, Hte-Savoie, France.

Fig. 2.
Microfaciès à filaments, micropellets et débris échinodermiques. Se 394. Echelle: 1 mm.

Fig. 3.
Détail du microfaciès. Se 228. Echelle: 0,5 mm.

Fig. 4–8.
Formation du Staldengraben (Toarcien–Callovien inf.).

Fig. 4.
Unité calcschisteuse composée ici d'une alternance monotone de bancs de calcaire marneux foncé. Affleurement le long de la route entre le Jotty et la Vernaz, Dranse de Morzine, Chablais, France.

Fig. 5.
Unité schisteuse composée de marnes noires avec des intercalations de calcschistes marneux. Partie supérieure de la série de Geblu datée de l'Aalénien moyen (Lombard, And., 1940). Cette série était rattachée à l'Ultrahelvétique; selon notre interprétation elle appartient à la bordure interne des Plastiques (voir fig. 12 dans le texte).
Photo prise dans le vallon de Sommant, flanc NE, montrant environ 10 m d'affleurement.

Fig. 6.
Surface inférieure d'un banc gréseux allochtone de l'unité détritique, avec des «flute casts» orientés SW–NE. Bathonien. Coupe de la Schopfenspitz (no 94), Préalpes fribourgeoises.

Fig. 7.
Banc conglomératique de l'unité détritique contenant des éléments biodétritiques et des lithoclastes chenalisés. On distingue une section de *Bauneia* (flèche). Bathonien. Coupe de la Schopfenspitz (no 94), Préalpes fribourgeoises.

Fig. 8.
Microfaciès à filaments et *Globochaete* (flèches), dans un banc de calcaire marneux de l'unité schisteuse (Toarcien–Aalénien). Sédimentation autochtone.
Coupe du Motélon (no 80), Préalpes fribourgeoises. S 640. Echelle: 0,5 mm.

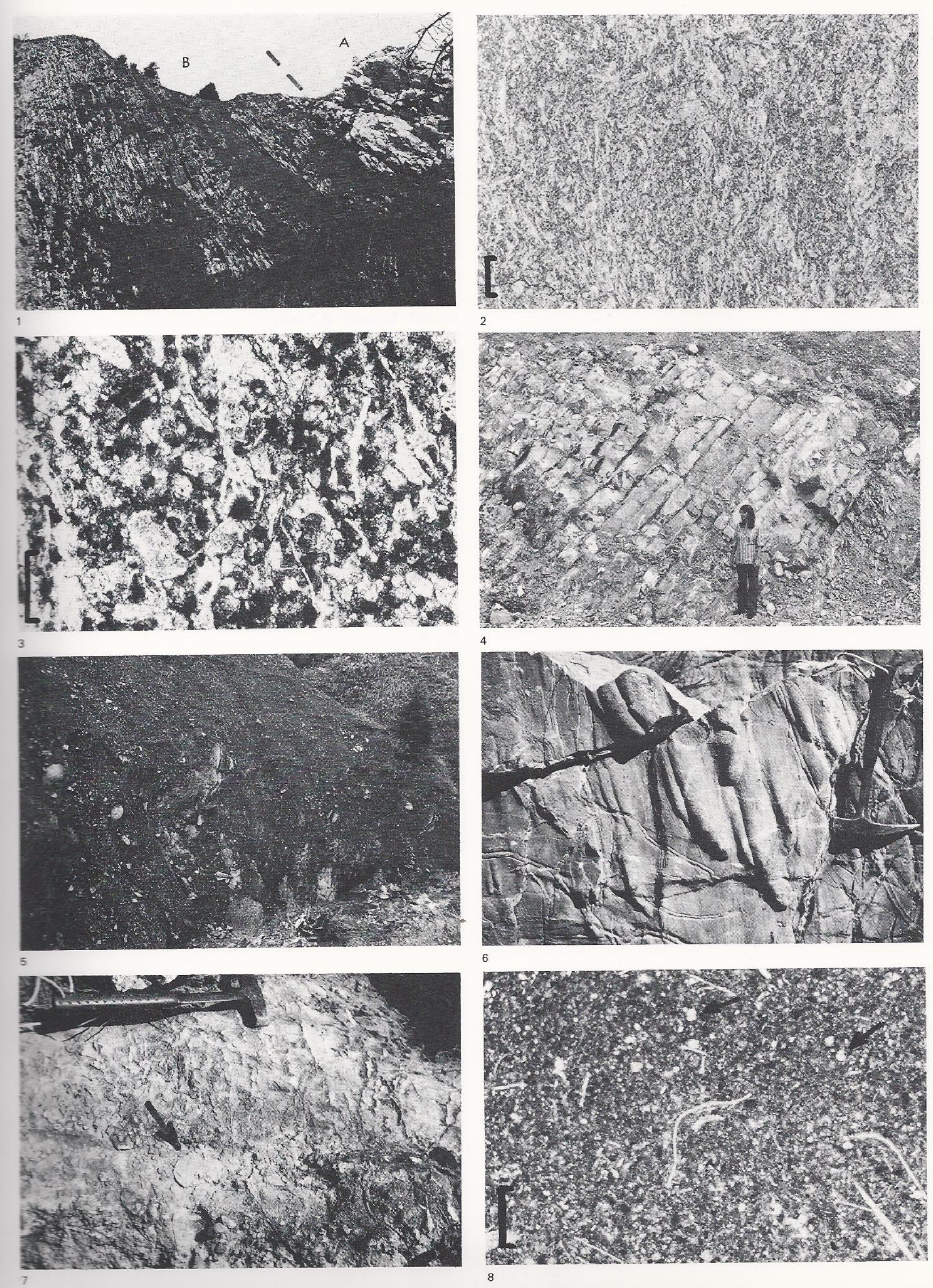

B
A
1
2
3
4
5
6
7
8

Planche II

Fig. 1–8.
Formation du Staldengraben (Toarcien-Callovien inf.).

Fig. 1.
Microfaciès à Radiolaires, sédimentation autochtone. Unité calcschisteuse B. Dogger.
Coupe de la Marivue (no 74), Préalpes fribourgeoises. S 348. Echelle: 0,2 mm.

Fig. 2.
Microfaciès à petits Foraminifères micritisés et débris échinodermiques. Unité calcschisteuse B. Bajocien.
Coupe du Sex de la Sarse (no 65), Préalpes vaudoises. Se 1549. Echelle: 0,2 mm.

Fig. 3.
Détail du microfaciès avec une section de *Valvulina conica* PARKER & JONES. Le fond de microsparite est composé de calcite de néoformation à partir d'une micrite («aggrading neomorphism»). Unité calcschisteuse B. Bathonien-Callovien.
Coupe du Môle, Rocher Blanc (no 5), Hte-Savoie, France. Se 622. Echelle: 0,2 mm.

Fig. 4.
Section polie dans un banc graveleux de l'unité détritique C. Les éléments sont des bioclastes oncolithisés allochtones provenant de la Formation de Sommant. Bathonien. Coupe de Malatraix (no 68), Préalpes vaudoises.
Echelle: 1 div. = 1 mm.

Fig. 5.
Microfaciès gréseux à bioclastes et lithoclastes de l'unité détritique (turbidite) D. Les galets mous remaniés proviennent du sédiment autochtone. Bathonien.
Coupe de Vieille Chaux (no 70), Préalpes fribourgeoises. Se 401. Echelle: 0,5 mm.

Fig. 6.
Microfaciès gréseux et microconglomératique provenant d'un banc de l'unité détritique (turbidite) D. On distingue des microgalets de quartz et de calcaire oolithique provenant du domaine intermédiaire. Bathonien.
Coupe de la Schopfenspitz (no 94), Préalpes fribourgeoises. Se 2023a. Echelle: 1 mm.

Fig. 7.
Elément de quartzite remanié dans un banc oolithique de l'unité détritique D. Bathonien.
Idem, Se 2016. Echelle: 0,25 mm.

Fig. 8.
Elément de «quartzporphyr» remanié dans un banc gréseux de l'unité détritique D. Bathonien.
Coupe du Staldengraben (no 95), Préalpes fribourgeoises. S 193. Echelle: 0,2 mm.

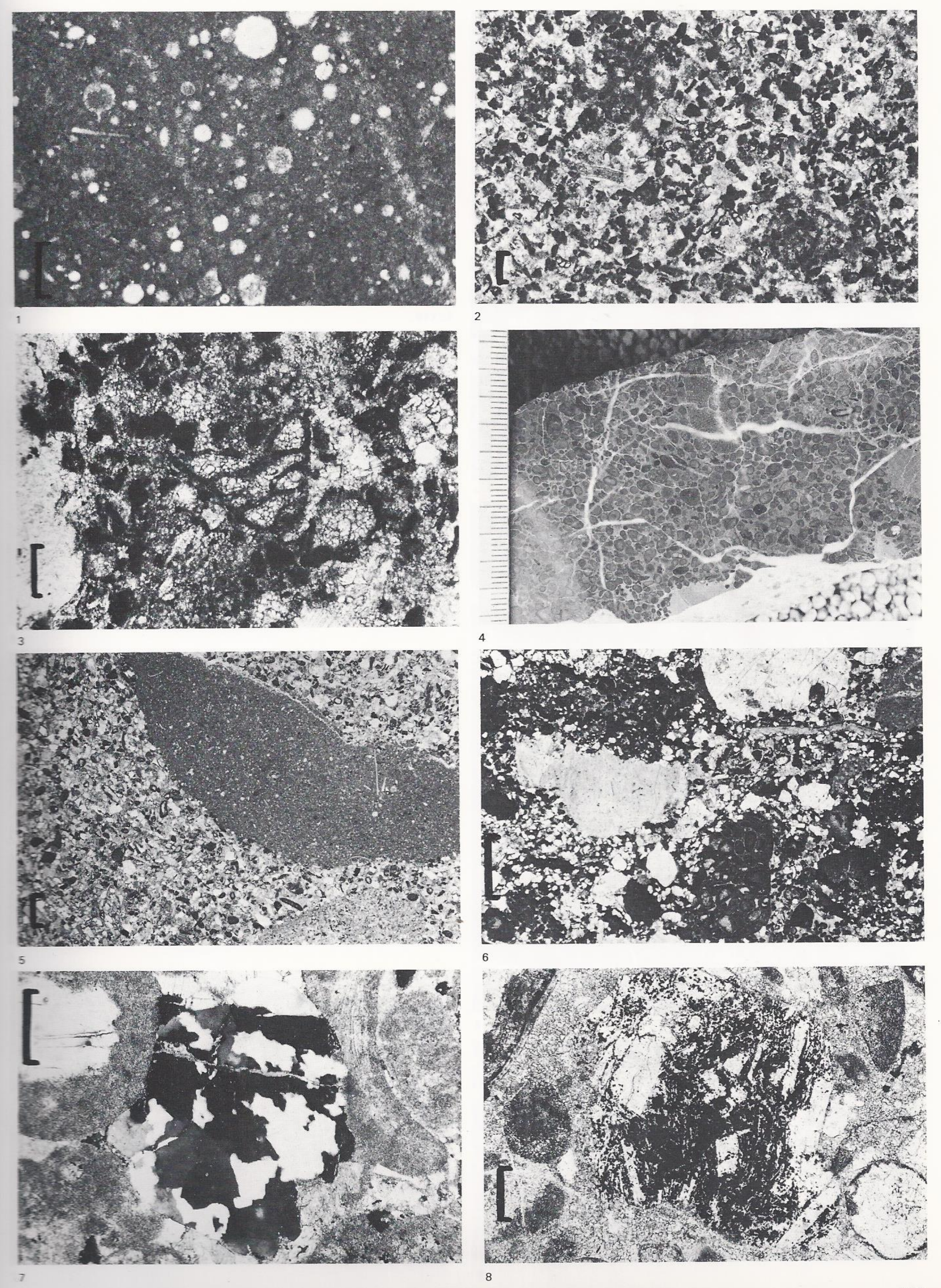

1
2
3
4
5
6
7
8

Planche III

Fig. 1–5.
Formation des Brasses (Pliensbachien-Callovien(?)).

Fig. 1.
Vue de la localité type (coord.: 916,55/134,85), carrière exploitée près de Prévières sur St-Jeoire. A noter l'alternance monotone de bancs de calcaire siliceux noir. Coupe des Brasses (no 1), Haute-Savoie, France.

Fig. 2.
Détail de la stratification; les silex occupent une position perpendiculaire à la surface des bancs (terriers?). Même localité, le carnet donne l'échelle.

Fig. 3.
Microfaciès à spicules caractéristique de la formation. Dogger inférieur. Se 428, même localité.
Echelle: 1,5 mm.

Fig. 4.
Détail du microfaciès montrant le canal axial des spicules. Dogger. Coupe du Môle, flanc E (no 4), S 809.
Echelle: 0,15 mm.

Fig. 5.
Microfaciès à petits Foraminifères et spicules. Au centre de la photo une section de *Earlandia.* En médaillon, section équatoriale de *Haplophragmoides* sp. nov., Foraminifère fréquent dans ce type de milieu (x 48). Dogger inf. Coupe des Brasses (no 1), Se 443.
Echelle: 0,28 mm.

Fig. 6–8.
«Heitischichten» (Sinémurien.-Aalénien/Bajocien).

Fig. 6.
Les «Heitischichten» dans la série de Geblu, entre la nappe de la Brèche et le massif de la Haute-Pointe, SW du Chablais. Vue prise dans un ravin du vallon de Geblu. Voir notre interprétation fig. 12, p. 44, dans le texte.
Le sac de montagne donne l'échelle.

Fig. 7.
Vue générale des «Heitischichten» de la zone Bise–Tour d'Aï, au-dessus et au NW des Chalets de Bise.
Chablais central, France.

Fig. 8.
Microfaciès à spicules dans les «Heitischichten» de la coupe de l'Hongrin (no 78). Lias. Se 1569. Préalpes vaudoises, Suisse.
Echelle: 0,2 mm.

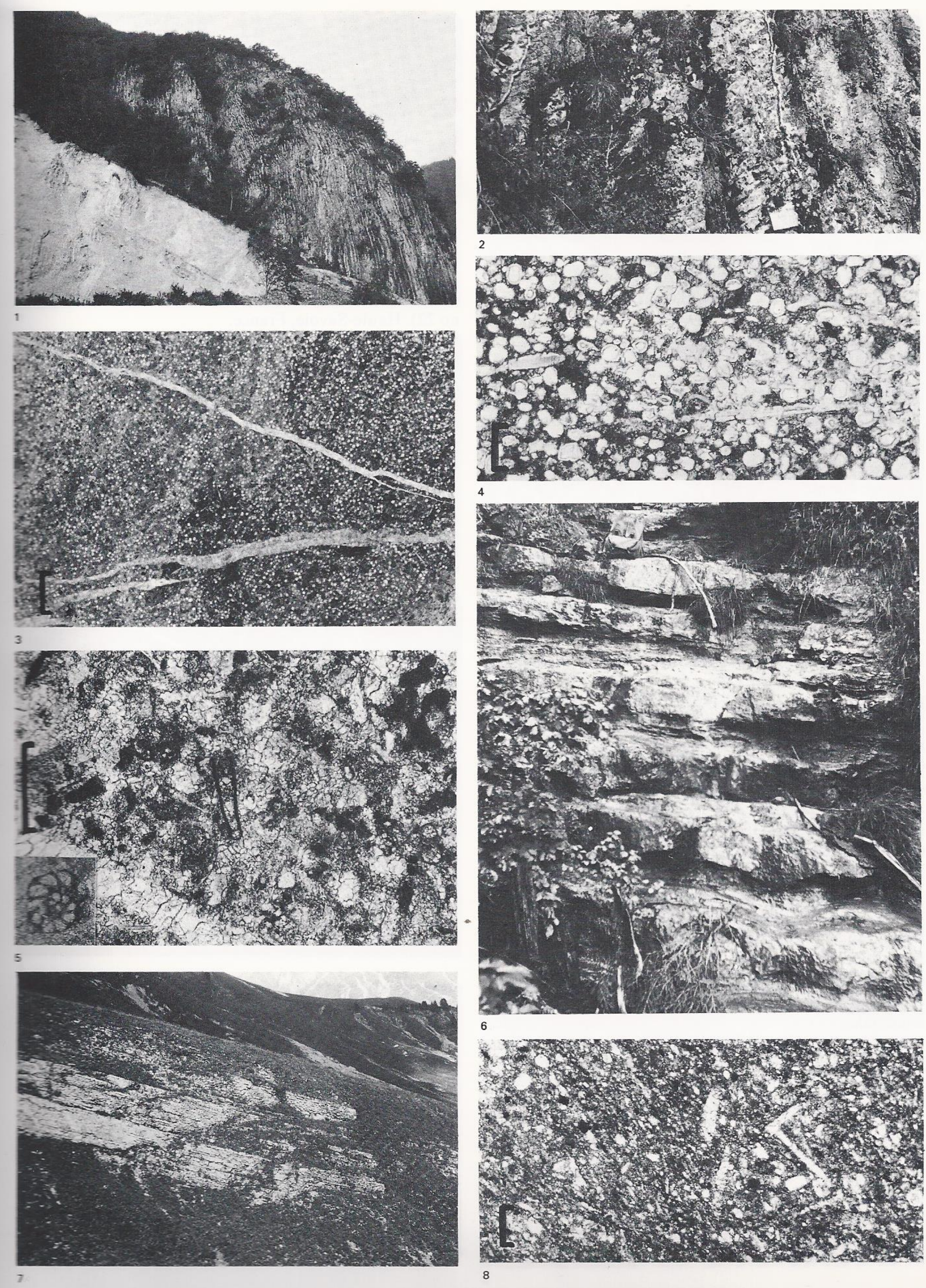

1
2
3
4
5
6
7
8

Planche IV

Fig. 1–6.
Formation du Château d'Oche (Bathonien sup.-Callovien).

Fig. 1.
Conglomérat à galets et blocs de calcaire siliceux (spiculithes) dans une matrice schisto-charbonneuse.
Couloir oriental du Château d'Oche, localité type de la formation, coord.: 939,60/159,40 (no 50), Haute-Savoie, France.

Fig. 2.
Microfaciès conglomératique à spiculithes (S) (provenant des «Heitischichten» de la zone Bise–Tour d'Aï) et «dragées» de quartz.
Coupe du Château d'Oche (no 50), Se 994.
Echelle: 1 mm.

Fig. 3.
Détail d'un microgalet de spiculithe. Même provenance, Se 995.
Echelle: 0,25 mm.

Fig. 4.
Détail d'un microgalet de quartzite. Même provenance, Se 994.
Echelle: 0,5 mm.

Fig. 5.
Conglomérat de base de la Formation du Château d'Oche transgressive sur la Formation de Sommant. Les éléments blancs sont des galets remaniés de calcaire oolithique provenant de la F. de Sommant.
Coupe des Chalets de Neuteu (no 52), Haute-Savoie, France.

Fig. 6.
Détail du contact (flèches) entre un microgalet de la Formation de Sommant (à gauche de la photo) et la matrice gréseuse de la F. du Château d'Oche (à droite). A noter les perforations (p) de lithophages dans le microgalet.
Coupe des Chalets de Neuteu (no 52), Se 1233b.
Echelle: 1 mm.

Fig. 7–8.
Formation de Sommant (Aalénien sup.–Callovien–Oxfordien(?)).

Fig. 7.
Faciès caractéristique du Membre de Mieussy riche en Polypiers (unité micritique bioclastique). Coupe des Escaliers de Sommant (localité type, coord.: 925,20/137,55, no 22). Haute-Savoie, France.
Echelle: 1 div. = 1 cm.

Fig. 8.
Section polie dans l'unité micritique bioclastique à Polypiers. A noter la présence de nombreuses fractures synsédimentaires («dykes neptuniens») remplies de sédiment marin fin. Même localité. Echelle: 1 div. = 1 mm.

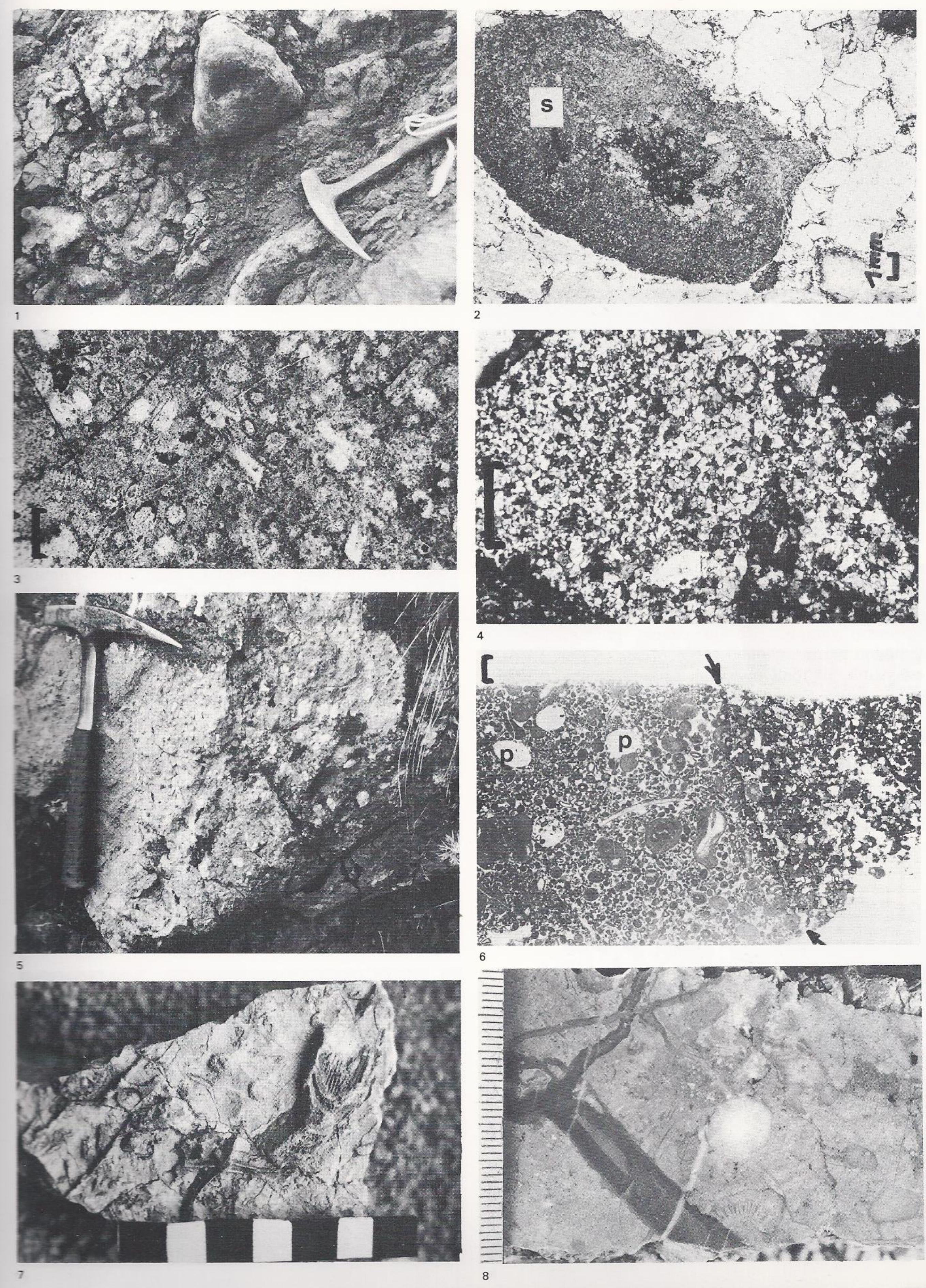

1
2
s
1mm
3
4
5
6
p
p
7
8

Planche V

Fig. 1–8.
Formation de Sommant (Aalénien sup.-Callovien-Oxfordien(?)).

Fig. 1.
Microfaciès de l'unité micritique bioclastique avec un «stromatactis» (Membre de Mieussy). Se 676.
Coupe des Escaliers de Sommant (no 22). Haute-Savoie, France.
Echelle: 0,5 mm.

Fig. 2.
Section polie dans l'unité micritique bioclastique (Membre de Mieussy). On distingue un Corail encroûtant à l'extrême gauche de la photo.
La section recoupe un important «dyke neptunien» rempli par un ciment grossier (c) et un sédiment marin (s).
Même origine. Echelle: 1 div. = 0,5 mm.

Fig. 3.
Dalle calcaire du Membre de Mieussy recoupée par de nombreux filons d'origine synsédimentaire («dykes neptuniens») remplis par un ciment grossier puis un sédiment marin finement varvé. Même origine. La dalle est visible au fond du ravin, sous la route. La cellule photo mesure 5 cm.

Fig. 4.
Conduit paléokarstique dans le Membre de Mieussy, visible au bord de la route des Escaliers de Sommant. Le conduit est rempli par un sédiment terrestre argileux rouge et des bancs gréseux de même couleur.

Fig. 5.
Brèche à éléments calcaires d'origine paléokarstique dans le Membre de Mieussy. Pentes N de la Haute-Pointe.

Fig. 6.
Ciment calcaire grossier vraisemblablement d'origine paléokarstique (vadose?). A noter l'encroûtement (flèche) coloré en brun dans l'axe du filon qui laisse supposer un dépôt en milieu aérien. Membre de Mieussy. Coupe des Escaliers de Sommant. Lumière polarisée.
Echelle: 0,5 mm.

Fig. 7.
Galet du Membre de Mieussy, avec une paléofissure remplie de calcite (c), remanié dans le Membre du Col de Cordon (Bathonien-Callovien). Ce galet remanié prouve l'ancienneté du paléokarst (anté-Bathonien). Coupe de Roche-Palud (no 17). Se 652, massif de la Haute-Pointe.
Echelle: 0,25 mm.

Fig. 8.
Vue de la face SW du Sex de la Sarse, Préalpes vaudoises. Les ⅔ de la barre calcaire sont formés par le Membre de Langel (L) daté ici du Bathonien par un Foraminifère: *Archaeosepta platierensis* WERNLI (*) trouvé en abondance sous l'horizon de ravinement (hr) qui sépare la F. de Sommant du calcaire du «vrai» Malm (M) à Protoglobigérines. Voir aussi pl. XI,

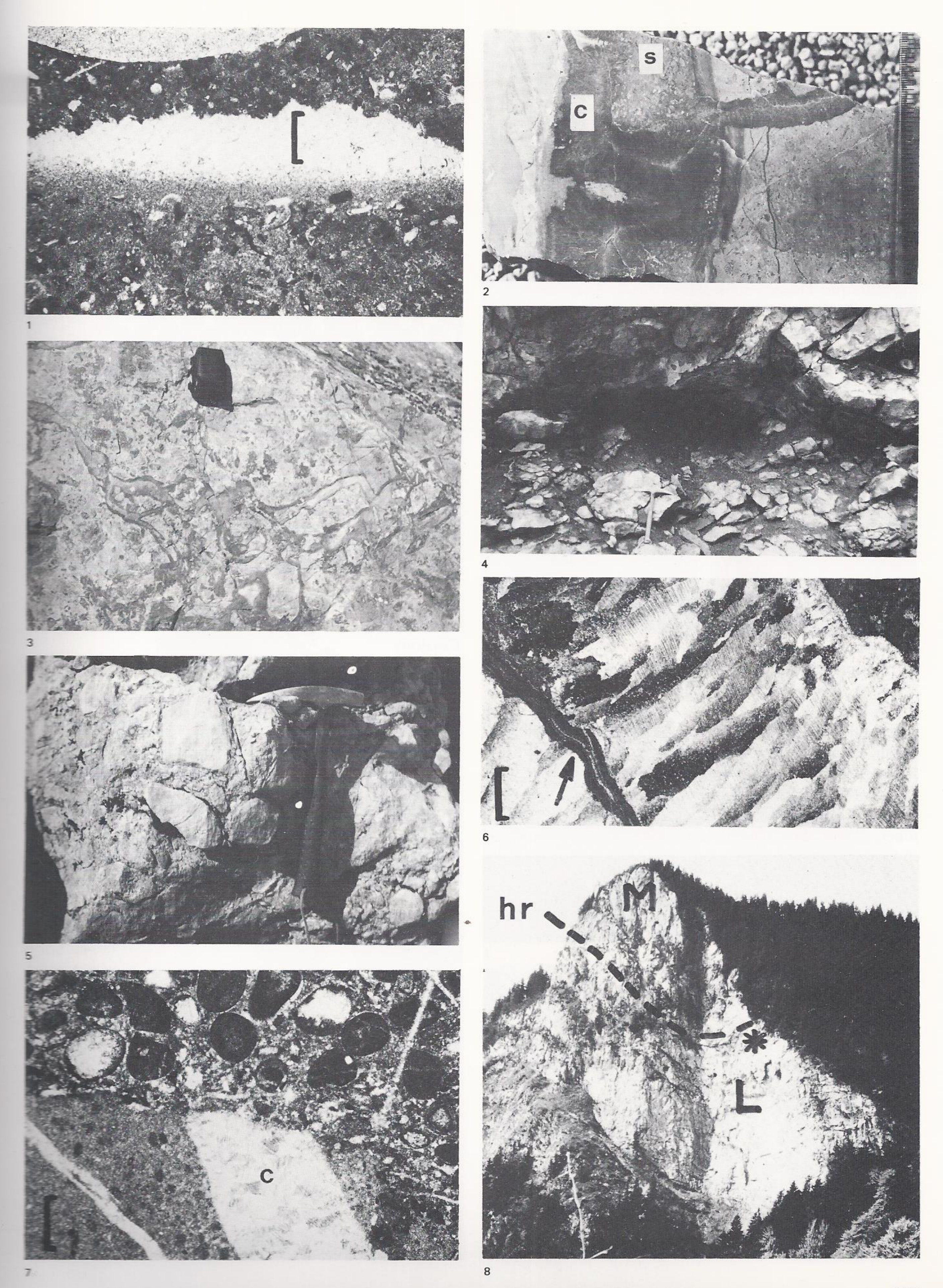

s
c
c
hr
M
L
1
2
3
4
5
6
7
8

Planche VI

Fig. 1–3.
Formation de Sommant, Membre de Langel (Bajocien sup.-Bathonien sup.).

Fig. 1.
Microfaciès à grands Lituolidés au sommet de l'unité oncolithique. On reconnaît *Alzonella cuvillieri* BERNIER & NEUMANN dans une biomicrite avec quelques grains de quartz. Se 1333.
Coupe de Langel (localité type, coord.: 592,87/164,80, no 98/99). Préalpes bernoises.
Echelle: 1 mm.

Fig. 2.
Microfaciès de l'unité oncolithique. Le genre *Orbitammina* (ex *Meyendorffina*) du Bathonien sup. est fréquent dans ces niveaux. Se 1327.
Même provenance. Echelle: 1 mm.

Fig. 3.
Microfaciès de l'unité oolithique. Se 1179.
Même provenance. Echelle 1 mm.

Fig. 4–8.
Formation des Couches à Mytilus (Lias?–Dogger).

Fig. 4.
Vue de la Face W du Rubli, localité type du Membre du Rubli, Préalpes vaudoises. La coupe débute au Rocher à Pointes, derrière le terminus du téléphérique (coord. 581,87/145,45). Le sommet se trouve dans le couloir, sous le Rubli, à 1900 m. Dans cette localité le calcaire foncé (cf) et les calcschistes fossilifères (csf) alternent (fig. 6 dans le texte). d = diastème.

Fig. 5.
Le col de Cordon vu du Sud: on y observe dans l'ordre stratigraphique:
6: unité des calcaires sublithographiques (Oxfordien-Kimmeridgien (?))
5: unité des calcaires noduleux (Oxfordien moyen)
4: Formation de la Haute-Pointe (Callovo-Oxfordien)
3: Membre du Col de Cordon (Callovien)
2: Membre du Rubli (Callovien, avec la cénozone IIB uniquement)
1: Formation de Sommant (Aalénien-Bajocien(?))
C'est la localité type (coord.: 924,85/138,50) du Membre du Col de Cordon et de la Formation de la Haute-Pointe. Hte-Savoie, France.

Fig. 6.
Détail du Membre du Col de Cordon (calcaire graveleux parfois massif), à la localité type, au contact avec la Formation de la Haute-Pointe.

Fig. 7.
Bloc de calcaire graveleux avec des sections de *Bauneia* (flèche) et de Polypiers silicifiés (Membre du Col de Cordon).

Fig. 8.
Microfaciès à bioclastes et lithoclastes caractéristique du Membre du Col de Cordon. Il s'agit toujours d'un «grainstone» contenant de rares oolithes. Callovien.
Coupe du Col de Cordon (no 23), S 5. Echelle: 2 mm.
En médaillon une section de l'organisme multicellulaire inc. sed. caractéristique de ce microfaciès. Grossissement 39×.

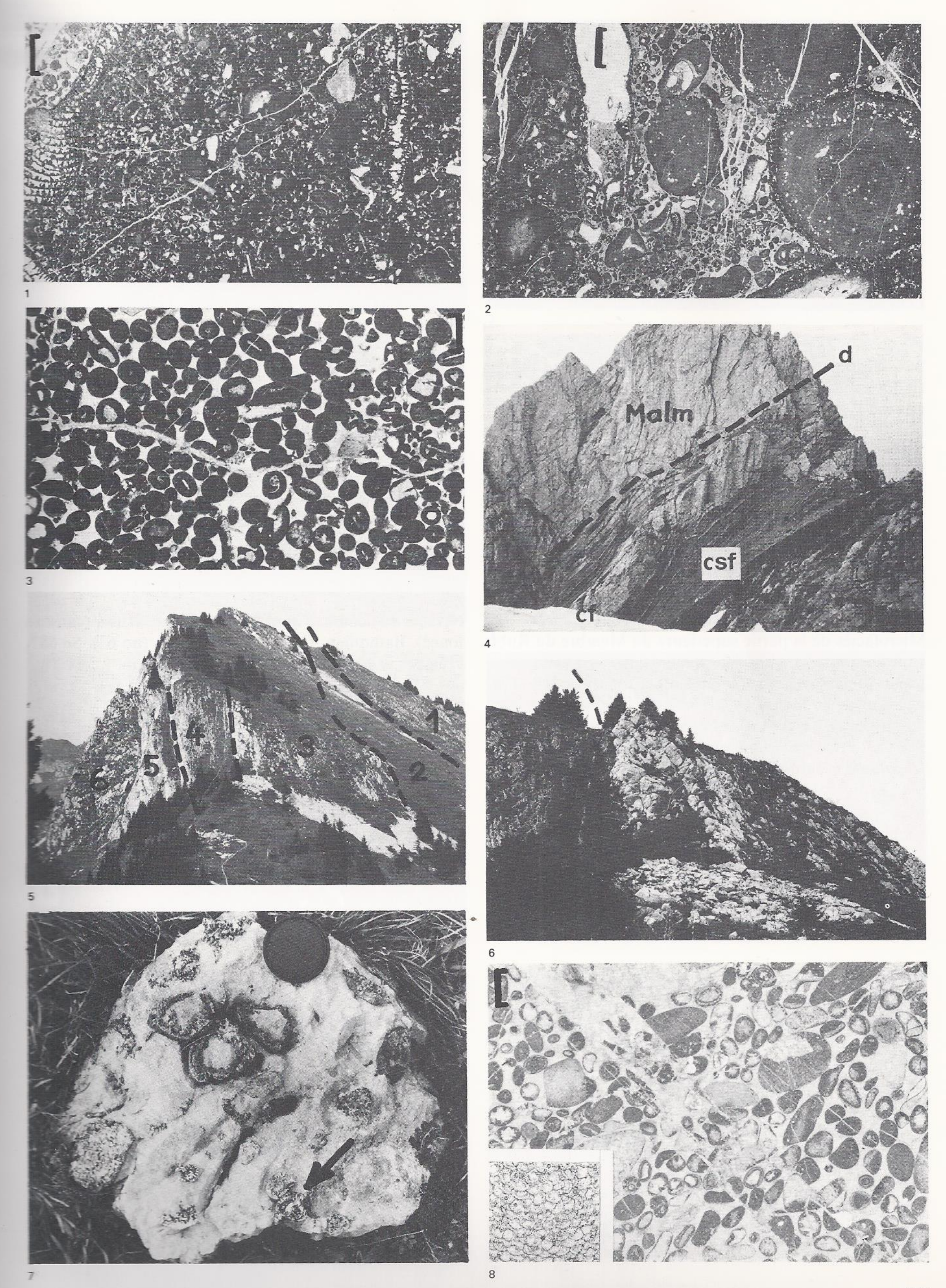

1
2
3
Malm
d
csf
cf
4
1
2
3
4
5
6
5
6
7
8

Planche VII

Fig. 1–8.
Formation des Couches à Mytilus (Lias?–Dogger).

Fig. 1.
Microfaciès du Membre du Col de Cordon; niveau à Algues (?) sphériques agglutinantes. Callovien. Coupe de Grange Chavan (no 34), Se 392, Hte-Savoie, France. Echelle: 1 mm.

Fig. 2.
Stratification oblique dans le Membre du Col de Cordon. Callovien. Coupe de Rotenflue (no 98 a), Préalpes bernoises.

Fig. 3.
Stratification entrecroisée dans le Membre du Col de Cordon; à noter le haut degré de classement et la finesse des particules sableuses (quartz et débris carbonatés) suggérant une origine éolienne (?). Callovien. Coupe de Rotenflue (no 98 a), Préalpes bernoises. Echelle: 1 div. = 0,5 mm.

Fig. 4.
Microfaciès de la partie supérieure du Membre du Rubli (calcaire foncé); «horizon remarquable» dolomitisé à *Cladocoropsis* et Foraminifères de la cénozone IIB (*Valvulina lugeoni* SEPTF. et *Chablaisia chablaisensis* SEPTF. en médaillon). Callovien. Coupe de la Coumatta (no 81), Se 1683, Préalpes vaudoises. Echelle: 1 mm; la section de *Chablaisia* est grossie 26,5 ×.

Fig. 5.
Idem. Nombreuses sections de *V. lugeoni* et *C. chablaisensis*, assemblage IIB. Callovien. En médaillon une section de *Praekurnubia crusei* REDMOND. Coupe du Rubli (no 90), Se 2000, Préalpes vaudoises. Echelle 1 mm; la section de *Praekurnubia* est grossie 70 ×.

Fig. 6.
Microfaciès à Characées et microgastéropodes à trochospire basse; niveau d'eau douce du Membre du Rubli. Bathonien. Coupe du Pas de la Bosse (no 53), Se 973, Hte-Savoie, France. Echelle: 0.5 mm.

Fig. 7.
Microfaciès d'eau douce à Characées et Ostracodes dans le Membre du Rubli. Bathonien. Coupe de Wandfluh (no 93), Préalpes fribourgeoises. Echelle: 0,5 mm.

Fig. 8.
Niveau à oncolithes dans le Membre du Rubli (calcaire foncé). Bathonien. Coupe de l'Avançon (no 63), Se 887, Préalpes valaisannes. Echelle: 1 div. = 1 mm.

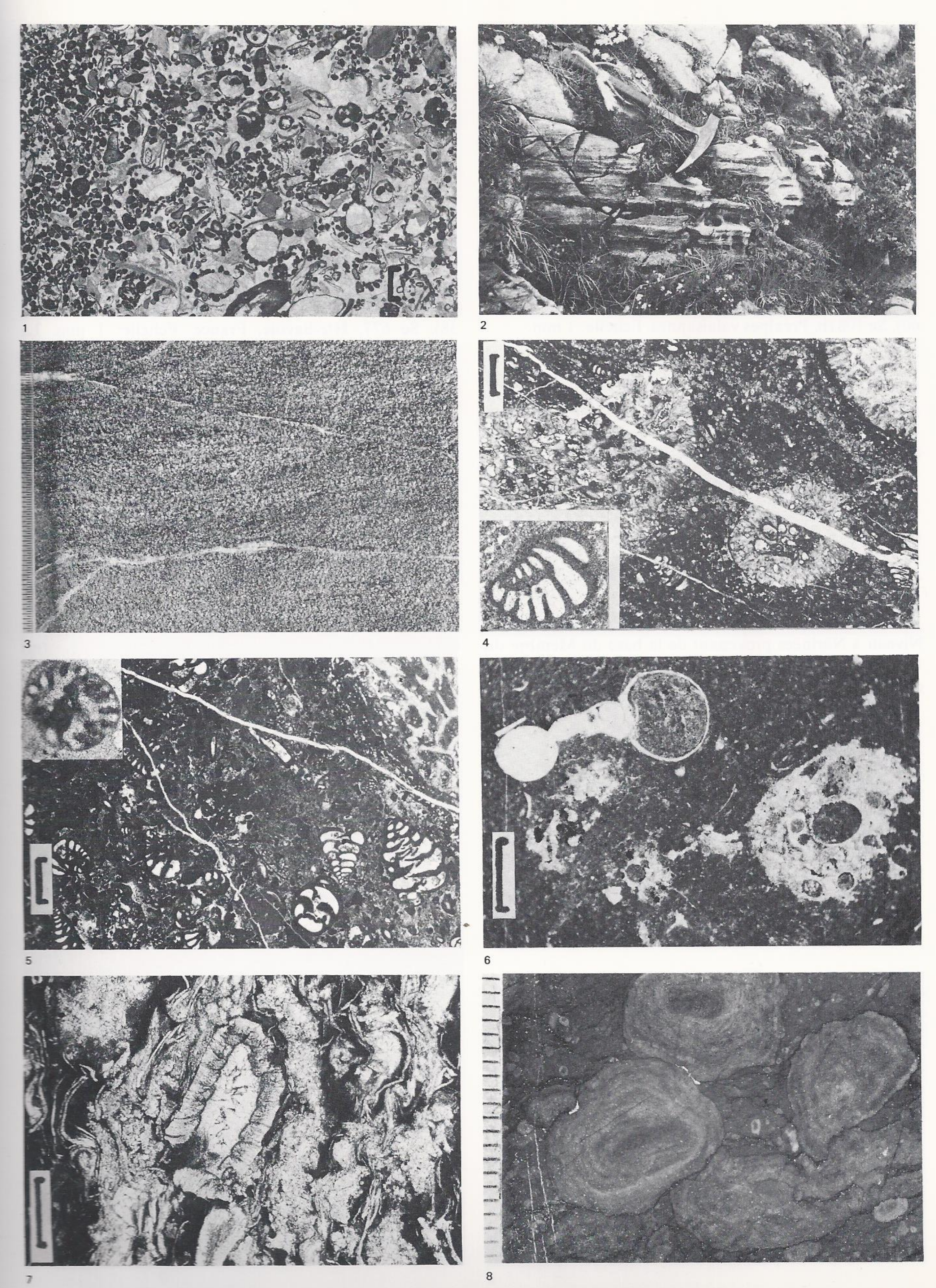

1
2
3
4
5
6
7
8

Planche VIII

Fig. 1–8.
Formation des Couches à Mytilus (Lias?–Dogger).

Fig. 1.
Microfaciès du Membre du Rubli (calcaire foncé), avec des Foraminifères de la cénozone IIA (*Pfenderina salernitana* SARTONI & CRESCENTI (a) et *«Lituonella» mesojurassica* MAYNC (b)). Bathonien. Coupe de Torgon (no 60), Se 1081b, Préalpes valaisannes. Echelle: 1 mm.

Fig. 2.
Idem. On remarque des sections de *P. salernitana* et *Pseudocyclammina maynci,* dans un microfaciès de type «packstone». Bathonien. Coupe de Sémy (no 46b), Se 2187, Hte-Savoie, France. Echelle: 1 mm.

Fig. 3.
Vue d'un affleurement de la base du Membre du Rubli (calcschistes fossilifères) avec de nombreuses sections de Polypiers. Bathonien–Callovien. Coupe de Grange-Chavan (no 34), Hte-Savoie, France.

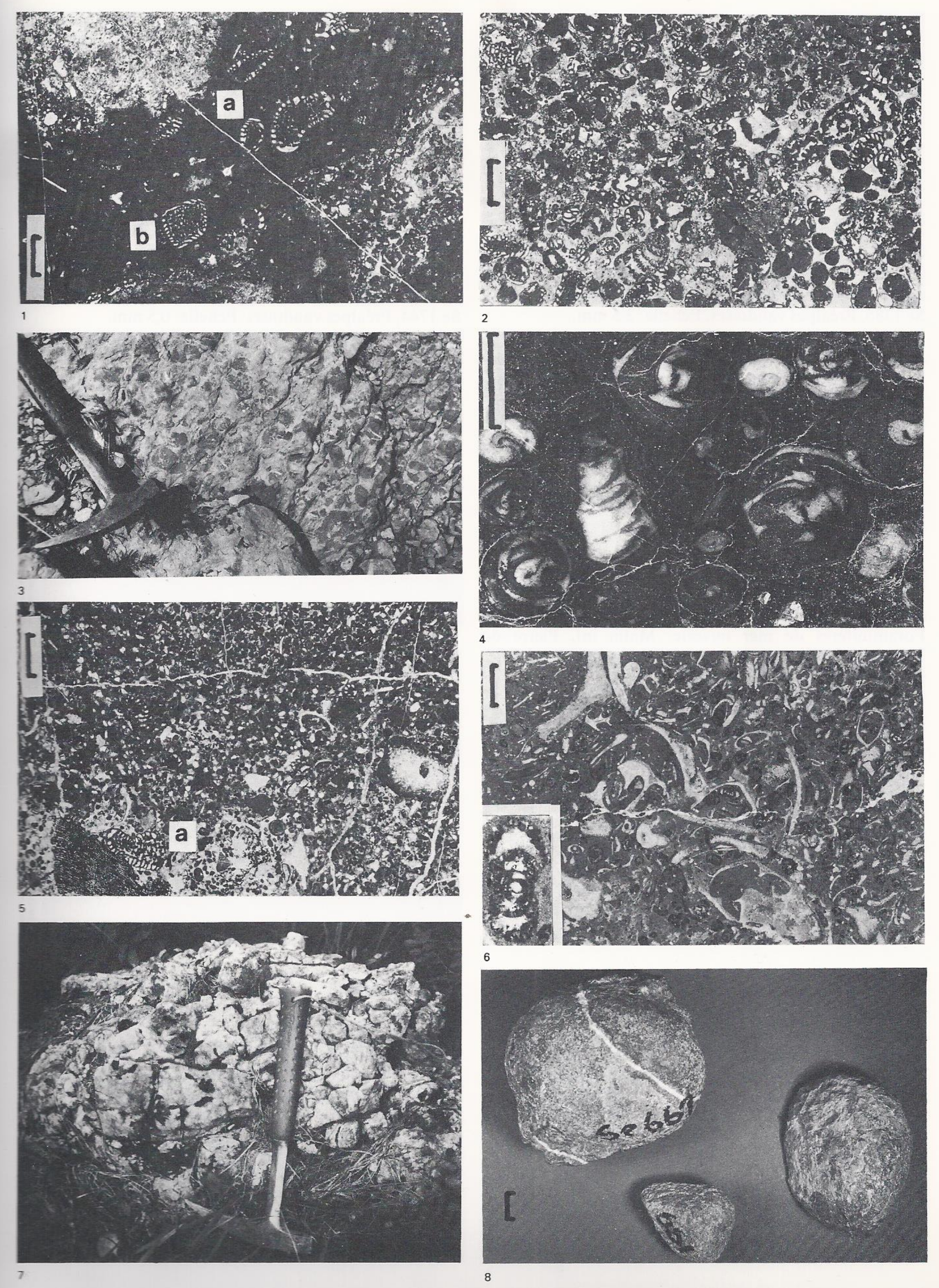
Fig. 4.
Niveau à Nérinées provenant de la base du Membre du Rubli (calcschistes fossilifères). Callovien. Ecaille rigide des Spillgerten, bloc isolé. Préalpes bernoises. Echelle: 1 mm.

Fig. 5.
Microfaciès graveleux («packstone»), légèrement gréseux (unité du Holzerhorn en lentille) mélangé avec des Foraminifères du Membre du Rubli appartenant à la cénozone IIA (*«Lituonella» mesojurassica* en a). Bathonien. Coupe de Wildenbach (no 108), Se 1189, Préalpes bernoises. Echelle: 1 mm.

Fig. 6.
Microfaciès très biodétritique de la base du Membre du Rubli (calcschistes fossilifères) contenant de nombreuses sections de *Pseudocyclammina maynci* HOTTINGER (en médaillon), cénozone I. Bajocien. Coupe de Vésine (no 38), Se 677, Hte-Savoie, France. Echelle: 1 mm. La section axiale de *P. maynci* est grossie 31×.

Fig. 7.
Membre de Chavanette, conglomérat de la base de la Formation des Couches à Mytilus. On distingue des éléments de bancs dolomitiques arrachés aux niveaux du Trias sup. Vue prise dans le vallon de Chavanette, Hte-Savoie, France.

Fig. 8.
Galets provenant du conglomérat (Membre de Chavanette) à la base des «Couches à Mytilus». Il s'agit d'éléments remaniés très arrondis provenant de la Formation de Sommant sous-jacente. Le remaniement est daté ici du Callovien. Coupe de la Pte de la Rovagne (no 21), Se 661, Hte-Savoie, France. Echelle: 1 mm.



1 2 3 4 5 6 7 8

Planche IX

Fig. 1–2.
Formation des Couches à Mytilus (Lias?–Dogger).

Fig. 1.
Microfaciès du Membre de Chavanette. Les éléments du microconglomérat proviennent du Trias sup. dolomitique. On distingue aussi quelques grains de quartz (q). Age indéterminé (Lias?). Coupe de la Laitemaire (no 84), Se 1785, Préalpes vaudoises. Echelle: 2,5 mm.

Fig. 2.
Conglomérat du Membre de Chavanette composé d'éléments dolomitiques anguleux. Age indéterminé (Lias?). Coupe type du col de Chavanette (no 26), coord: 925,05/139,55, Hte-Savoie, France. Echelle: 1 div. =1 mm.

Fig. 3–8.
Unité des calcaires sublithographiques (Malm).

Fig 3.
Microfaciès à microncolithes, avec une section de *Valvulina conica* PARKER & JONES (a) et de *Lenticulina* sp. (b), Foraminifères de mer ouverte. Malm inf. Pierre de Moellé (Tour d'Aï), Se 2284, Préalpes vaudoises. Echelle: 0,5 mm.

Fig. 4.
Microfaciès à microncolithes et «tapis» algaires. Malm inf. Coupe de Torgon (no 60), Se 2320, Préalpes valaisannes. Echelle: 1 mm.

Fig. 5.
Microfaciès à microncolithes et débris échinodermiques déformés. Malm inf. Coupe de Sur Combe (no 91), Se 1744, Préalpes vaudoises. Echelle: 0,5 mm.

Fig. 6.
Microfaciès à Protoglobigérines et filaments. Malm inf. Coupe des Escaliers de Sommant (no 22), Se 348, Hte-Savoie, France. Echelle: 0,2 mm.

Fig. 7.
Section polie dans le conglomérat gréseux de la base du Malm, transgressant sur les «Heitischichten» (en «a» un élément de calcaire siliceux remanié). Coupe du Chalet d'En l'Au (no 58), Préalpes valaisannes. Echelle: 1 div. =1 mm.

Fig. 8.
Microfaciès de la base transgressive du calcaire du Malm sur les dolomies du Trias, dans la zone Bonnevaux–Château d'Oche–Corbeyrier. On distingue des graviers dolomitiques anguleux (en foncé), du quartz et des éléments échinodermiques. Coupe de Bonnevaux (no 46a), Se 2124, Hte-Savoie, France. Echelle: 1 mm.

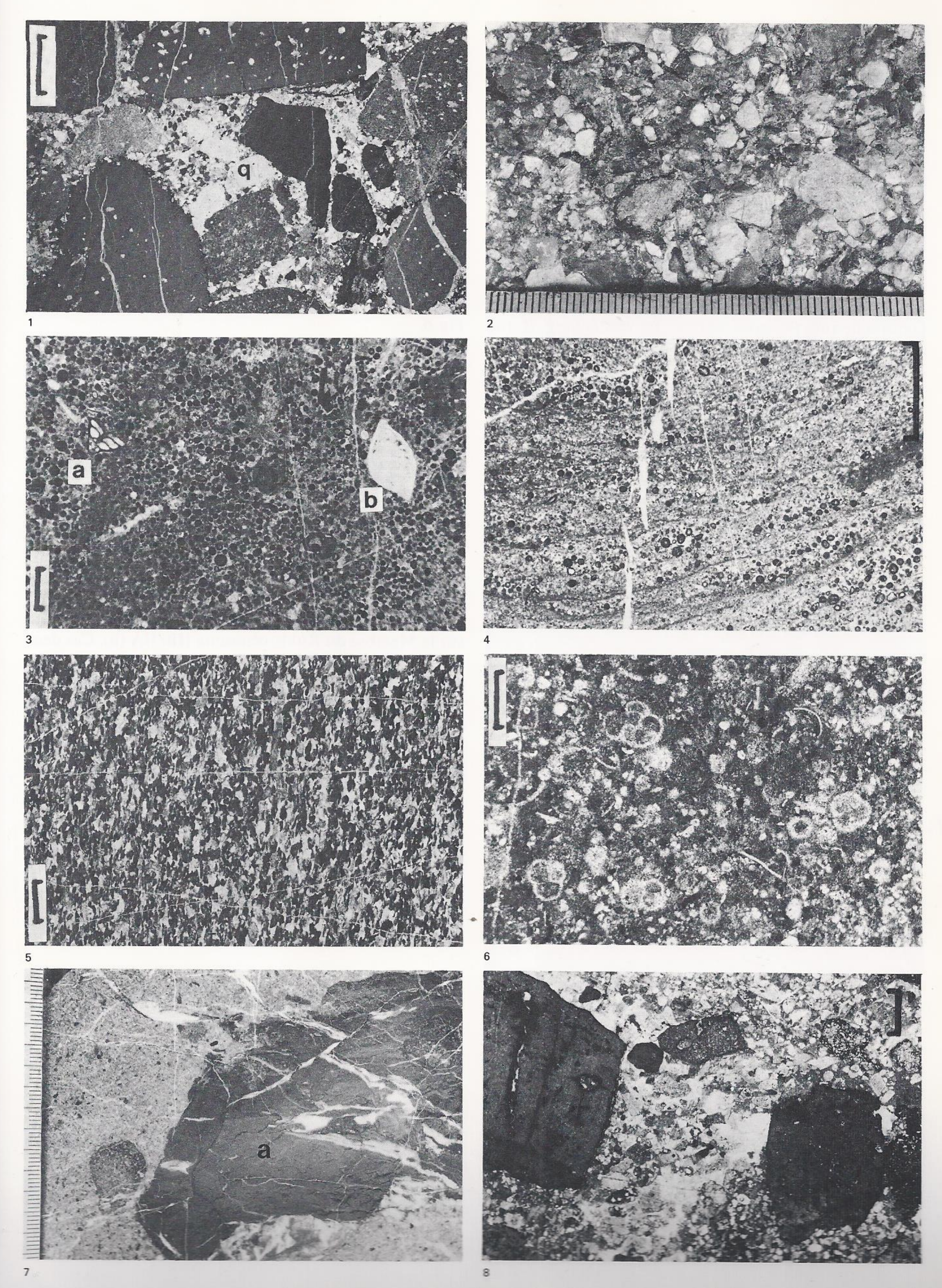

q
a
b
a
1
2
3
4
5
6
7
8

Planche X

Fig. 1–7.
Unité des calcaires sublithographiques.

Fig. 1.
Section polie dans le niveau de condensation de Wildenberg, Simmental (Rabowsky, 1918). Il s'agit d'un calcaire gréseux, phosphaté, lumachellique, avec des macrofossiles de mer ouverte (Ammonites, Bélemnites, etc.), Oxfordien inf. (?)-moy. Coupe de Wildenberg II (no 109), Préalpes bernoises. Echelle: 1 div. = 1 mm.

Fig. 2.
Microfaciès de l'horizon de condensation de Wildenberg. A noter les débris de Lamellibranches perforés, usés, et le quartz très abondant. Coupe de Wildenberg I (no 110), section effectuée dans la gangue d'une Ammonite de la collection Rabowsky, Se 2116, Préalpes bernoises. Echelle: 1 mm.

Fig. 3.
Détail du microfaciès dans le même échantillon. A noter l'abondance des Protoglobigérines. Se 2116. Echelle: 0,15 mm.

Fig. 4.
Section de Protoglobigérine; les pores sont visibles dans la paroi hyaline (flèches). Se 2116. Echelle: 0,1 mm.

Fig. 5.
Microfaciès à oncolithes et Calpionelles du sommet du Malm. Le milieu du dépôt reste identique à celui du microfaciès à microncolithes et Protoglobigérines. La taille des oncolithes est cependant plus grande. Malm sup. (Tithonique). Coupe de la Dent d'Oche, couloir W, Se 2293a, Hte-Savoie, France. Echelle: 0,5 mm.

Fig. 6.
Idem. A noter qu'une Calpionelle (qui n'est pas remaniée) a servi de nucleus pour le développement d'une oncolithe. Se 2293a. Echelle: 0,1 mm.

Fig. 7.
Microfaciès à microncolithes et Protoglobigérines (en médaillon) du Malm inférieur. Ce microfaciès peut se retrouver dans l'unité du calcaire noduleux. Coupe des Escaliers de Sommant (no 22), Se 346, Hte-Savoie, France. Echelle 0,15 mm. La Protoglobigérine en médaillon est grossie 66 ×.

Fig. 8.
Contact de l'unité des calcaires sublithographiques (a) sur le Membre du Rubli, cénozone IIB/IIA (b). Ces deux unités sont séparées par un «horizon de ravinement» (Septfontaine, 1978) correspondant à une importante émersion (et érosion) au Callovo-Oxfordien. Coupe de Torgon (no 60), Se 2319–2320, Préalpes valaisannes. Echelle: 1 mm.

Flügel: Microfacies analysis

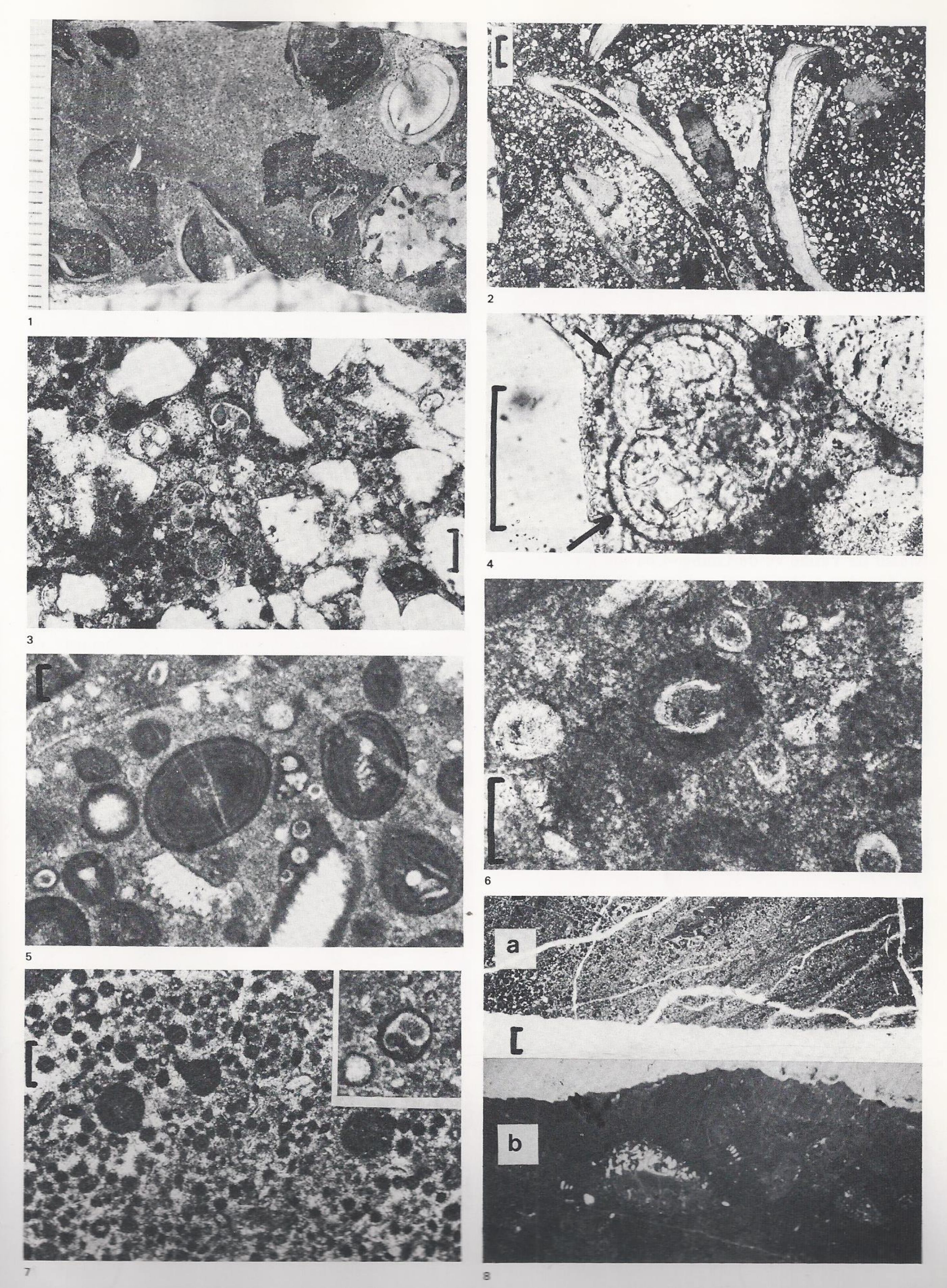

1
2
3
4
5
6
a
b
7
8

Planche XI

Fig. 1.
Vue de la face W de la Pointe de St-Laurent en Chablais, au-dessus de Novel. La discordance angulaire du compartiment paléotectonique N-briançonnais, Formation de Sommant datée du Dogger (D) sous le calcaire du Malm (M), est nettement visible (flèche).

Fig. 2.
Microfaciès au contact de l'horizon de ravinement (stylolithe ferrugineux, flèche) séparant l'unité des calcaires sublithographiques (a) de la Formation de Sommant (b). En médaillon une section axiale d'*Archaeosepta platierensis* WERNLI, Foraminifère permettant de dater le sommet de la F. de Sommant du Bathonien (voir aussi la pl. V, fig. 8). Coupe du Sex de la Sarse (no 67), 50 m audessus du tunnel, Se 1560, Préalpes vaudoises. Echelle: 2,5 mm. Le Foraminifère en médaillon est grossi 70 ×.

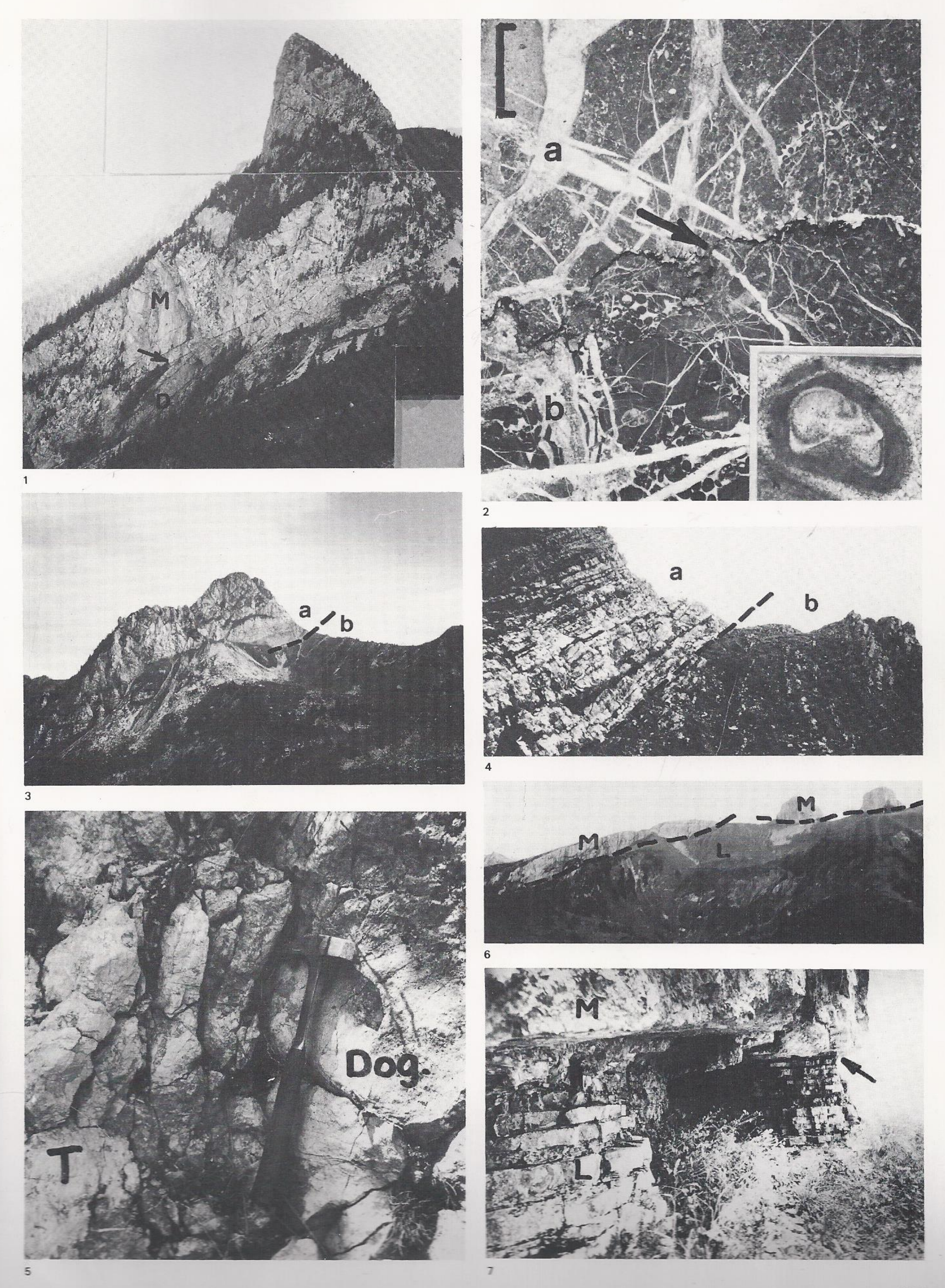
Fig. 3.
Massif de Vésine vu de Grange-Chavan. La Formation des Couches à Mytilus (a) transgresse sur les schistes du Rhétien basculés au NW (b), Hte-Savoie, France.

Fig. 4.
Détail de la photo précédente. La discordance angulaire des schistes du Rhétien est visible. A la base de la F. des Couches à Mytilus on observe un conglomérat à éléments dolomitiques provenant du Rhétien.

Fig. 5.
Contact transgressif du Dogger («Dog.»; Formation de Sommant) sur la dolomie du Trias (T) dans la zone Château d'Oche-Corbeyrier. Flanc S du Château d'Oche.

Fig. 6.
Massif des Tours d'Aï et de Famelon vu de la Pointe d'Aveneyre au N. Le calcaire du Malm (M) transgresse sur les «Heitischichten» du Lias (L) de la zone Bise-Tour d'Aï. Détail sur la fig. 7. Préalpes vaudoises.

Fig. 7.
Contact du calcaire du Malm (M) sur les «Heitischichten» du Lias (L) dans la zone Bise-Tour d'Aï. Discordance parallèle (flèche); les «Heitischichten» basculées vers le N à la fin du Lias se redressent à l'horizontale lors de la phase callovo-oxfordienne de soulèvement du compartiment S-briançonnais, avant la transgression de l'unité des calcaires sublithographiques (voir fig. 36–37, p. 88, dans le texte).


M
D
1
a
b
2
a
b
3
a
b
4
M
M
L
6
Dog.
T
5
M
L
7

ISBN 3-7643-1543-1

Annexe et notes (« *fieldbook* ») : inédits 1995-2014

Carte géologique provisoire (1:5500 env.) et profils en cours d'étude, dans le Chablais oriental – rappel du profil palinspastique Chablais Préalpes romandes) présenté par Septfontaine (1995) et modifications, p.88. Les photos des discordances angulaires et les croquis de terrain sont présentés entre les pages du texte, ou en annexe. Quelques remarques sur les connaissances actuelles :

= Dans la zone Sommant-Château d'Oche-Corbeyrier, la tectonique et la stratigraphie du Jurassique moyen et supérieur sont à revoir. La carte du Château d'Oche-Neuteu (au 1 :2000 env.) et les profils ci-dessous présentent un état des connaissances sur la base de données micropaléontologiques et de microfaciès (Septfontaine et Philippe, travail en cours), dans l'esprit de notre travail de 1995. L'étude du gouffre-grotte du Château d'Oche (-600m, direction W-E, par le club spéléo des Mémises et Thomas Philippe) apportera des éléments supplémentaires.

= La complexité tectonique extrême du massif (un cas unique dans les Alpes en dehors des zones de mélanges entre nappes) qui culmine à 2197 m. est liée à une tectonique particulière en « dominos », compliquée par une néotectonique alpine en transpression coulissante N-50° (« riedels ») le long de la faille principale (ancienne faille Château d'Oche-Corbeyrier au Jurassique, réactivée en un complexe de failles). Difficultés de l'interprétation du fait de la convergence des faciès (calcaire oolithique du Dogger ou du Tithonique ; confusions entre le Trias et les Couches à Mytilus ; âge des charbons et des conglomérats etc. (Septfontaine 1984-1995).

= L'échelle standard au 1:50.000 de la carte géologique de la France, feuille Thonon-Châtel, ne permet pas une représentation de la zone d'écailles entre Neuteu et le Château d'Oche. Il suffit de regarder le croquis du profil de la face occidentale du Château d'Oche pour s'en convaincre ! Une addition à plus grande échelle (1 :2000 à 1 :5000 est nécessaire dans la notice).

= Etude en cours (depuis 2013) de coupes géologiques, hors du domaine chablaisien : cols du Galibier-Télégraphe, région de Briançon (lac de l'Ascension) et Guillestre (thèses D. Mercier et Chenet, Paris ; années 70) ; le schéma paléotectonique présenté p.88 (voir aussi Septfontaine, 1995) reste dans les grandes lignes valable, le long du rift Nord-tethysien.Une études plus approfondie n'a pas pu être effectuées, faute du soutien du FN de la recherche suisse et des Chef de Service et Directeur du Musée cantonal vaudois de l'époque, dont l'intérêt pour la chose scientifique en général s'est éteint, les impératifs administratifs ayant, depuis les années 90, largement pris le dessus !

= Il est piquant de noter que la surface, la tectonique (relativement simple) et l'histoire de la planète Mars est mieux connue que celle de notre propre planète (ici en Chablais), sur les continents et surtout sous les Océans (faune et flore etc.), malgré des siècles d'études ! Tectonique des plaques (Wegener, Amstutz, Hess etc.) et nappes (Hans Schardt) obligent… une signature originale et unique de la planète Terre !

Annexe (2)

Croquis *inédits* extraits du **carnet de terrain no 25**, autour du massif Château d'Oche-Neuteu, pour servir à la nouvelle carte géologique Thonon-Châtel au 1 : 50.000. Se référer également à la carte géologique au 1: 5500 env. présentée dans le texte, p. 48a et à la légende p.88.
Les numéros de pages du carnet sont écrits à la main, en position verticale, à droite.

Page 124, p. 88 du carnet :

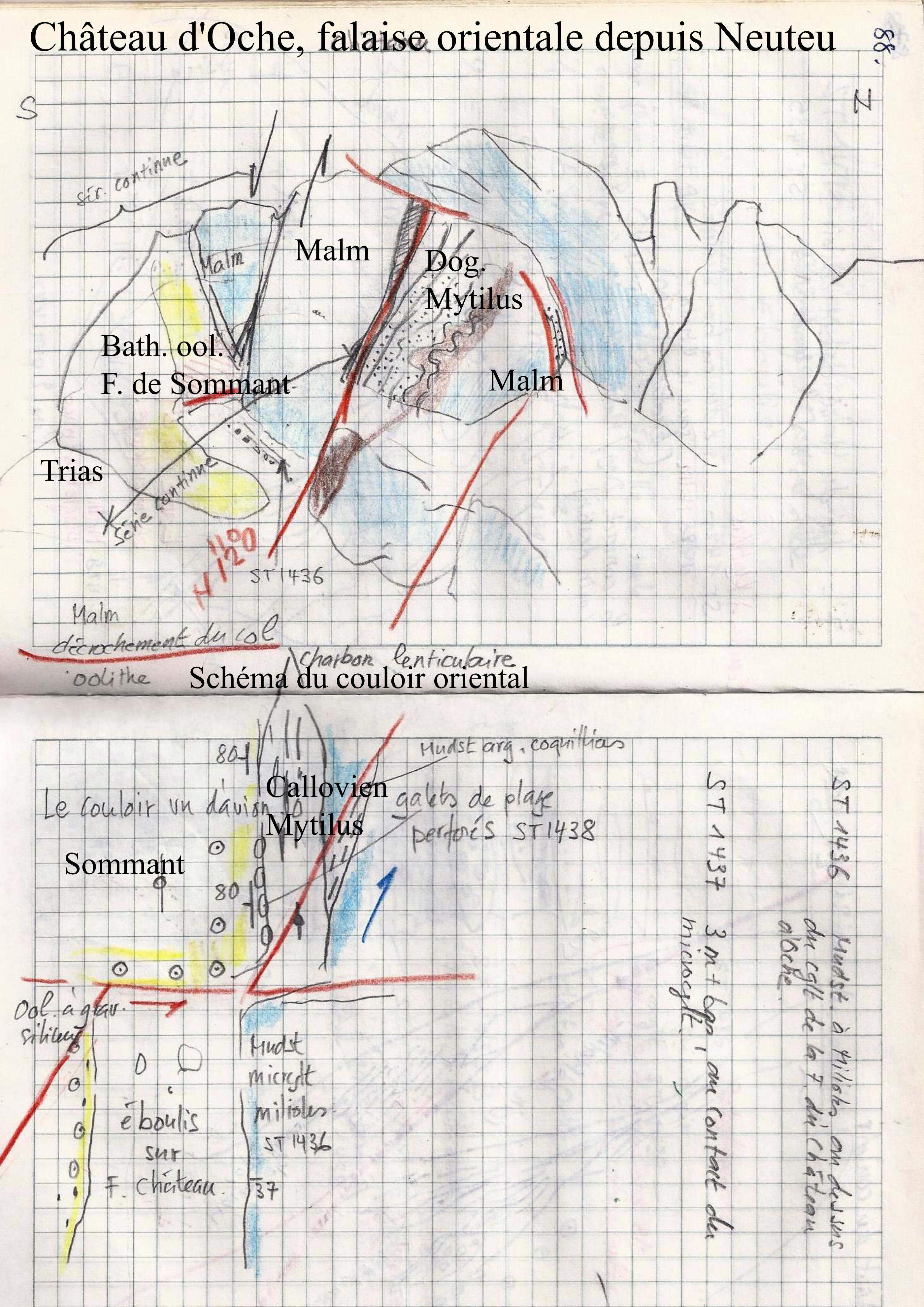
Page 125, p. 106 du carnet : la photo et le détail stratigraphique des écailles chevauchant le synclinal inférieur de la Dt d'Oche sont présentés dans le texte p. 48b. *Il convient de noter ici que la complexité extrême de ce « domino » d'écailles de calcaire jurassique sur une structure inférieure, elle-même charriée sur des unités UH et H (et la molasse ?) est un cas unique dans les Préalpes et dans les Alpes en général, sauf évidemment dans les zones de mélanges tectono-sédimentaires (prismes d'accrétion etc.) entre nappes. Au Château d'Oche on se situe par contre au milieu d'une nappe (les Préalpes médianes dites «plastiques », terme inapproprié abandonné ici) soit la zone Château d'Oche-Corbeyrier de* Septfontaine 1984-1995.

Page 126, p. 108 du carnet :

Page 127, p. 106 du carnet, doubles pages :

Page 128, p. 40 du carnet

Château d'Oche, falaise orientale depuis Neuteu



106.

Jeudi 7 août

Montée au Chalets d'Oche
Panorama face W du Château.

couloir aux bouquetins

N

S

Malm gris.
et ool. !
10 m sous la coupe PETERHANS

PETERHANS 1926

coraux solitaires (Bt.)

Malm

Dog. (Sommant)

T. dol

Tr. dol. ?

Sommant

Malm.

Gool. !

Malm vert

Malm oolithique

vire

M

Mudst

vire

couches sub-verticales

Malm réduit
(Tithonique ? à calpionelles
cf. Ot. d'Oche.

fracturation sub-vert.

008 ST 1461 cb.

Samedi 19 août 95

Sur le château d'Oche
une profil vers l'W, écailles sommitales

S
Coupe PETERHANS 1926
N
Sommant
Bt
dol.
dol. Trias

la coupe de PETERHANS est subvert.
dir N120.

Profil du couloir sommital aux bouquetins

S
N
PETERHANS 1926
Dog. (G)
Mudst.
Sommant
Malm
cgl. base

Sur la Crête, sous la Croix, on retrouve
une écaille verticale avec l'oolithe
Sommant ou Malm ? ST 1462
pendage probabl. vertical. Sommant

- Le Malm est 3m + au N., bord falaise

S
lacune
N
Protopeneroplis
ST 1462
Mudst.
5-10 m.
BATHONIEN
Sommant

1462 : Protopeneroplis
Archaeosepta
Callorbis
Trocholina base 3

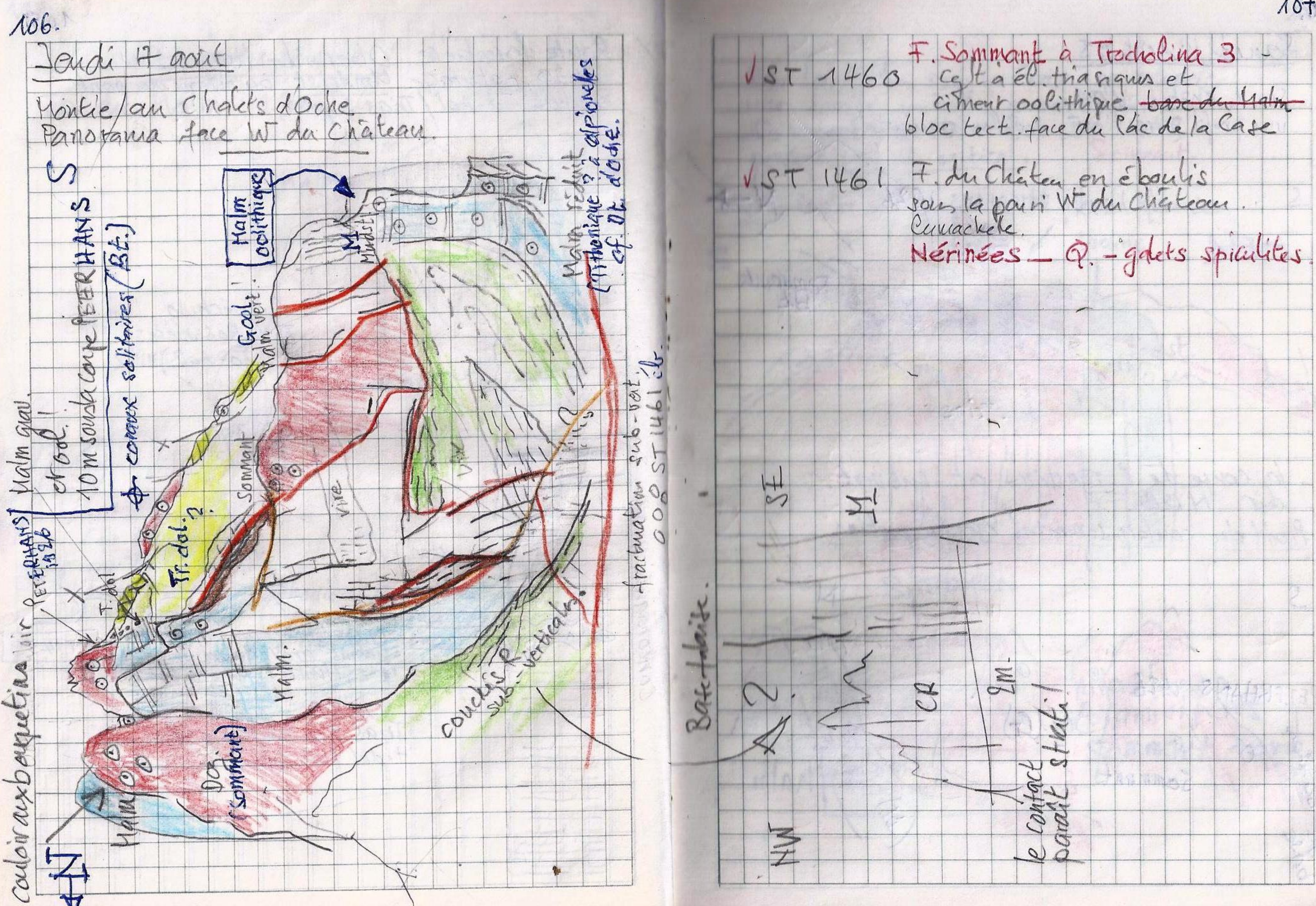
microfaune
foraminifères
Sommant Form.

Jeudi 7 août

Montée au Chalets d'Oche
Panorama face W du Château.

√ ST 1460 F. Sommant à Trocholina 3 -
Ce à él. triasiques et
ciment oolithique. ~~base du Malm~~
bloc tect. face du lac de la Case

√ ST 1461 F. du Château en éboulis
sous la paroi W du Château.
Lumachelle.
Nérinées _ Q. - galets spiculites.



Vue générale face E Château d'Oche

S

N

contact sédim.

faciès Mytilus ?

ST1381

Malm

Malm

C. à Mytilus

Trias

strat. 2

Bathonien
F. de Sommant
oolithique

Callovien
C. à Mytilus

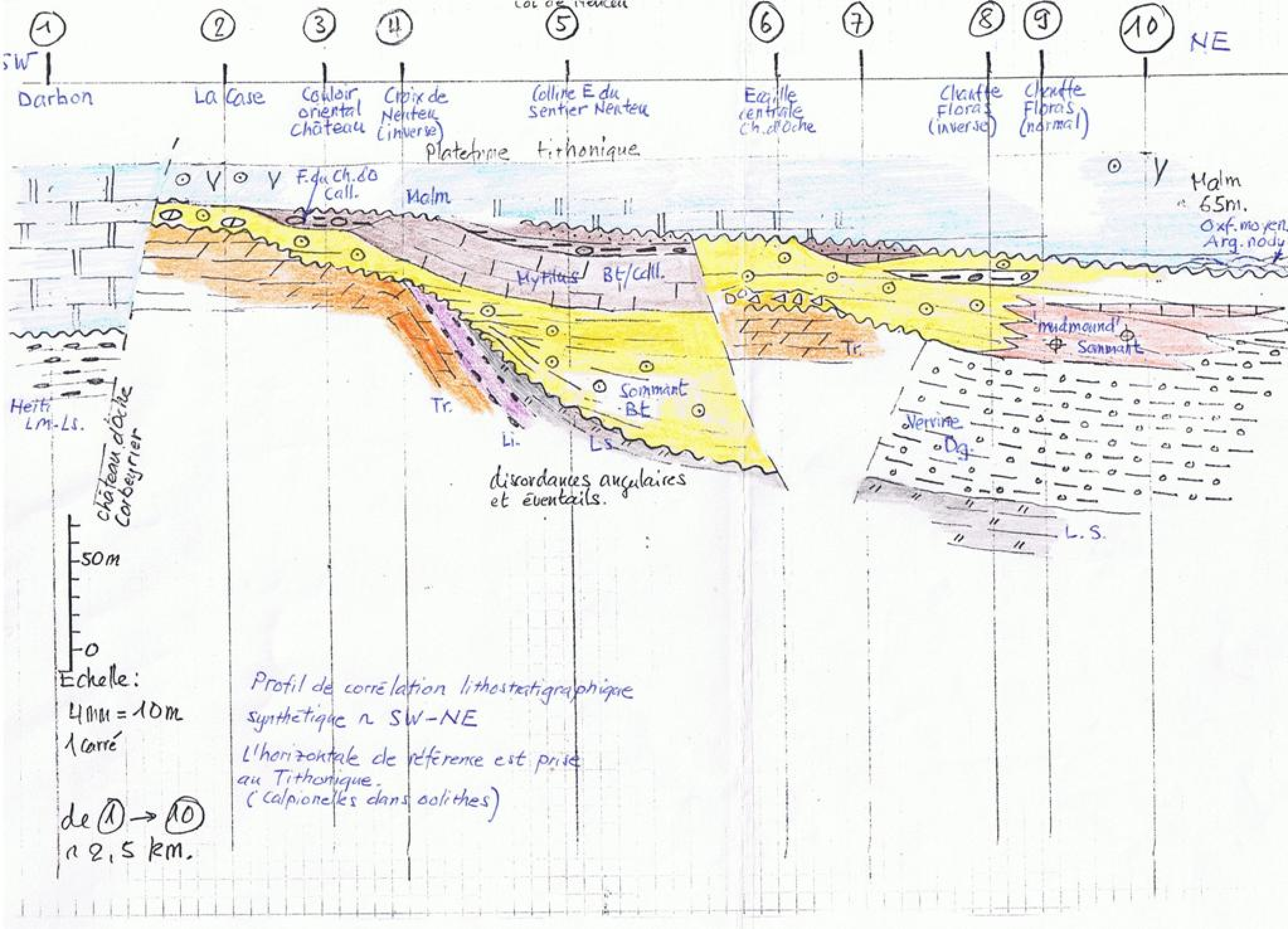
Trias sup.
dolomies blondes

Bathonien
F. de Sommant oolithique

C. à Mytilus

1382

50m



1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
SW
NE
Darbon
La Case
Couloir oriental Château
Croix de Nenteu (inverse)
Colline E du sentier Nenteu
Ecaille centrale Ch. d'Oche
Chauffe Floras (inverse)
Chauffe Floras (normal)
plateforme tithonique
Malm
Malm 65m.
Oxf. moyen Arg. nody
Mytilus
Bt/Call.
'mudmound' Sommant
Tr.
Li.
Ls.
Sommant Bt
Verrine Dg.
L.S.
Heiti Lm-Ls.
Château d'Oche Corbeyrier
discordances angulaires et éventails.
50m
0
Echelle: 4mm = 10m 1 carré
de 1 → 10 ~ 2,5 km.
Profil de corrélation lithostratigraphique synthétique ~ SW-NE
L'horizontale de référence est prise au Tithonique. (Calpionelles dans oolithes)